N° d'ordre : 3891 **ANNÉE 2010**

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Sébastien Ruelleu

préparée à l'unité de recherche (UMR 6118 CNRS)
(Géosciences Rennes)
(U.F.R Structure et Propriété de la Matière)

Caractérisation hydrogéophysique des milieux fracturés : développement instrumental et modélisation des vitesses d'écoulement en forage.

Thèse soutenue à Rennes le 8 Juillet 2010

devant le jury composé de :

Philippe DAVY
Directeur de recherche CNRS / *président*

François-Henri CORNET
Professeur I.P.G Strasbourg / *rapporteur*

Frédérick DELAY
Professeur. Univ. Poitiers / *rapporteur*

Alain DASSARGUES
Professeur Univ Liège / *examinateur*

Albert GENTER
Scientific manager B.R.G.M / *examinateur*

Olivier BOUR
Professeur Univ. Rennes 1 / *directeur de thèse*

Remerciements

Tout d'abord merci à Olivier de m'avoir accorder sa confiance en me proposant ce sujet. Ainsi de m'avoir guidé conseillé et encouragé pendant toutes ces années. Merci à Jean-Pierre pour sa contribution importante à ce travail. Je tiens à remercier toute l'équipe hydro pour leur accueil et le cadre de travail exemplaire. Je tiens particulièrement à remercier l'équipe du service technique de la DT INSU Brest, Christine Drezen, Michel Calza, Alain Dubreul pour leurs collaborations et l'entrain qu'ils ont montré pour le développement de la sonde.

Je remercie les rapporteurs de cette thèse François-Henri Cornet Frédérick Delay et les autres membres du jury Alain Dassargues Albert Genter; merci pour le temps à la lecture consacrée, et les améliorations suggérées.

Mes remerciements vont aussi à l'ensemble du laboratoire de géosciences pour l'accueil et le dynamisme qui le caractérise si bien. Je remercie aussi les cafés du Light qui ont stimulé mes journées.

Je tiens à remercier tous les doctorants que j'ai rencontrés pendant ces années. Doctorants devenus amis grâce à cette spontanéité et cet appétit féroce pour toutes ces discussions autour d'un bon vers délicatement posé sur le zinc reluisant d'un comptoir de bar. Merci à tous ces amis, prêts à faire des excursions géologiques, voire œnologiques, ou tout simplement nocturnes, sachant jouer sur les stéréotypes du géologue pour échanger sur la Science tout en festoyant. Journée moustache, 1er avril, Noel, Soirée des doctorants, Causerie du mercredi, Élection du bureau Géocontact, Soutenances... Sont tout autant d'évènements qui égayent une année, tout en travaillant, gardez-les. Un autre merci à mes collègues, et amis de bureau, pour avoir su composer, avec moi, entre sciences qui avance, et l'autre science (tout aussi intéressante).

Merci, à tous mes amis qui ne sont pas dans le cercle géologique qui ont supporté mon enthousiasme, et aussi mes déboires. Merci à ma famille, qui a toujours montré un grand intérêt à mon travail.

Et pour finir, je tiens à dédier ce travail à Cécile qui a été plus que présente pendant ces années.

Plan du manuscrit

Remerciements **1**
Plan du manuscrit **3**
Chapitre 1 : Perméabilité et mesure des flux sur site **7**
Introduction **9**
1 Principales méthodes de mesure de la perméabilité **11**
1.1 Les essais de pompage de longue durée 11
1.2 Les chocs hydrauliques 13
2 Le cas des milieux hétérogènes **16**
2.1 Description des milieux hétérogènes 16
2.2 Effet d'échelle et loi comportementale 18
2.3 Tomographie hydraulique 22
2.4 Imagerie des propriétés par débitmétrie 24
3 Effets secondaires liés à la présence de l'ouvrage **27**
3.1 Effet d'emmagasinement dans le forage 27
3.2 Influence de l'effet de peau 30
3.3 Impact du forage sur les mesures de flux 32
3.4 Influence de l'outil de mesure 35
4 Mesures de flux ou de vitesses d'écoulement **37**
4.1 Méthode par suivi de traceur 37
4.2 Mesure de vitesse d'écoulement 41
5 Démarche proposée **47**
5.1 Caractérisation des structures porteuses des flux 47
5.2 Imagerie des propriétés hydrauliques du milieu 48
5.3 Mesure de vitesses horizontales par PTV : développement expérimental 49
Chapitre 2 : Déformation et flux sur le site de Ploemeur **51**
Introduction **53**
1. Le site de Ploemeur **56**
1.1 Présentation du site 56
1.2 Contexte Géologique régional 58
1.3 : Description géologique locale. 61
1.3 Contexte hydrogéologique 64
1.4 Conclusion 66
2 Caractérisation géologique et géophysique à différentes échelles **68**
2.1 Caractérisation du forage SC39 68

2.3 Imagerie du contact à grande échelle. 88
3 Imagerie des flux. 91
3.1 Débitmétrie à l'échelle du forage SC39 91
3.2 Tests d'interférence entre puits. 95
4 Conclusions et discussion 99
Chapitre 3 : Imagerie des flux par débitmétrie en milieu hétérogène 103
Introduction 105
1 Débitmétrie en forage 107
1.1 Interprétation en forage simple 107
1.2 Essais d'interférence entre puits 119
2 Modélisation numérique des écoulements en milieu hétérogène 123
2.1 Le Modèle numérique 124
2.2 Validation du modèle 126
2.3 Sensibilité aux paramètres hydrogéologiques 133
2.4 Exemple de terrain 136
3 Milieu à plusieurs fractures 139
3.1 Introduction 139
3.2 : Cas de deux zones perméables connectées. 139
3.2 Application au site de Ploemeur 153
5 Conclusion 159
Chapitre 4 : Mesure de vitesse horizontale par imagerie de particules 161
Introduction 163
1 Caractéristiques de la sonde PIVEF 164
1.1 Principe de la mesure 164
1.2 Descriptif technique de la sonde PIVEF 167
1.3 Traitement des images 173
2 Validation expérimentale en laboratoire 181
2.1 Banc expérimental 181
2.2 Test en condition de flux homogènes 192
2.3 Test en condition de flux localisé 198
3 Mesures de vitesses d'écoulement horizontal sur site 206
3.1 Mesures avec la sonde PIVEF 206
3.2 Utilisation de la sonde Aquavision (colloïdal borescope) 213
4 Conclusions et perspective 220
Conclusions et perspectives 223
Références bibliographiques 229
Annexes 241
Annexe 1 : Méthodes géophysiques de caractérisation des structures 242

Annexe 2 : Ruelleu et al. 2010, Journal of Applied Geophysics 246

Liste des figures/tableaux 253

Liste des Figures 253

Liste des Tableaux : 261

Résumé/Asbtract 263

Chapitre 1 : Perméabilité et mesure des flux sur site

Introduction

Un des objectifs de l'hydrogéologie est de prédire et de quantifier les vitesses d'écoulement et le transport dans les milieux souterrains. Cette caractérisation passe en général par la détermination du gradient de charge et des propriétés hydrauliques telles que la perméabilité et la porosité du milieu. La vitesse moyenne du fluide (q) dans le milieu peut être déterminée par la relation de Darcy (1856) :

$$\vec{q} = -K.\vec{\nabla}h\,, \qquad \textbf{(1.1)}$$

où K est le tenseur de conductivité hydraulique du milieu et h est la charge hydraulique.

Ainsi, la détermination de la réparation spatiale du champ de vitesse dans le milieu souterrain passe par une quantification des paramètres hydrogéologiques et des gradients de charge. Cela implique que la justesse des valeurs de flux calculées *a postériori* dépend fortement de la connaissance spatiale des paramètres hydrogéologiques que nous avons déterminés *a priori*. La limite de prédiction des écoulements dépend essentiellement de la justesse et du domaine d'applicabilité des modèles.

La caractérisation d'un aquifère nécessite en général trois étapes (de Marsily, 1981) : (i) la définition de la géométrie de l'aquifère, définie par les connaissances géologiques, et/ou géophysiques, (ii) la définition des propriétés hydrogéologiques locales (perméabilité, emmagasinement) déterminées par des essais locaux et (iii) la prédiction d'une grandeur (réserve, temps de transferts, concentration…) à l'aide d'une solution analytique ou d'un modèle numérique. En général, cette démarche implique une régionalisation des données, qui n'est possible que si l'hétérogénéité n'est pas trop importante. Dans le cas de milieux plus hétérogènes, la détermination du champ de vitesse et des temps de transferts est beaucoup plus délicate et nécessite parfois des mesures *in situ* locales de perméabilité ou de vitesses d'écoulements.

Dans les paragraphes qui suivent, nous exposons les principales méthodes qui permettent caractériser le champ de perméabilité et d'estimer les vitesses d'écoulement dans le milieu. L'objectif de cette partie n'est pas de réaliser une revue exhaustive de toutes les méthodes existantes, mais simplement de définir dans quel

cadre se placent nos travaux de thèse, afin de pouvoir replacer les approches développées dans un contexte plus global. Une discussion et une justification de l'approche développée est fournie en fin de chapitre.

1 Principales méthodes de mesure de la perméabilité

1.1 Les essais de pompage de longue durée

Dans le cas de milieux où l'hétérogénéité est peu marquée, les analyses traditionnelles des essais de nappes sont basées sur l'observation du rabattement induit dans le puits de pompage ou dans un puits d'observation afin de déterminer les paramètres hydrogéologiques (la transmissivité T [L^2S^{-1}] et le paramètre d'emmagasinement S [-] de l'aquifère). La plupart du temps, ces paramètres sont obtenus par la solution de Theis (1935) ou par l'approximation de Cooper Jacob (1946 ; Hanttush , 1964 ; Neuman et Witherspoon, 1969). Ces solutions analytiques sont basées sur l'équation de diffusivité (1.2). Le coefficient d'emmagasinement S [-] et la transmissivité T [m^2/s] sont les deux grands paramètres contrôlant les variations de charge et le flux en régime transitoire dans l'aquifère. En régime stationnaire, le flux sera contraint uniquement par la transmissivité du milieu. La transmissivité est le paramètre régissant le flux d'eau, par unité de gradient hydraulique, qui s'écoule par unité de largeur de la zone saturée d'un aquifère continu (Castany, 1979). Il est aussi défini comme le produit de l'épaisseur de l'aquifère par la perméabilité de Darcy K (en milieu isotrope et homogène). La perméabilité est l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer l'eau sous l'effet d'un gradient de charge. Cette propriété est fonction de la perméabilité intrinsèque du milieu (*k*) ainsi que la viscosité et la densité du fluide qui le traverse milieu. L'emmagasinement S est défini comme l'intégrale de l'emmagasinement spécifique sur l'épaisseur de l'aquifère. Cette propriété physique permet de caractériser le volume d'eau relâché par unité de variation de charge, sur une unité de volume d'aquifère confiné. La détermination *in situ* de ces paramètres s'estime à travers l'observation de la charge en fonction du temps. La variation de la charge (*h*) répond à l'équation de diffusivité suivant la relation (1.2) pour le cadre d'une nappe captive :

$$S\frac{\partial h}{\partial t} - \nabla\left(T\nabla h\right) = Q \quad , \qquad (1.2)$$

où Q est un terme source pouvant correspondre au débit de pompage ou d'injection dans le système. La solution de Theis permet de décrire l'état transitoire de la variation de charge sous certaines conditions d'homogénéité (symétrie radiale et milieu infini). Une solution adimensionnelle W(u) (well function) permet de définir le comportement de la charge en fonction d'un temps adimensionnel (u). Ces termes sont définis comme suit :

$$h(r,t) = \frac{Q}{4\pi T}W(u) \quad ; \quad u = \frac{4Tt}{r^2 S} \quad , \qquad (1.3)$$

où h [m] est la variation de la charge au cours du temps t [T] à une distance r [L] du puits de pompage. Cette solution correspond à une solution intégrale pour un pompage ponctuel et continu de fluide à l'origine du système axisymétrique (Freeze and Cherry 1979, de Marsilly 1986). L'approximation de Cooper-Jacob est basée sur l'hypothèse qu'il existe une relation linéaire entre le rabattement et le logarithme du temps pour des temps longs (u supérieur à 100). Cette approximation est issue du développement limité de la fonction de Theis qui devient alors :

$$h(r,t) = \frac{Q}{4\pi T}\ln\left(\frac{2{,}25Tt}{Sr^2}\right) \quad , \qquad (1.4)$$

À partir d'une représentation semi-logarithmique, les paramètres T et S de l'équation (1.4) s'obtiennent en ajustant une tangente sur les temps longs et en intersectant l'axe des abscisses. Le coefficient directeur est alors directement proportionnel à la transmissivité et l'ordonnée à l'origine correspond à l'emmagasinement. Par conséquent les paramètres hydrogéologiques T et S sont des termes moyens pondérés sur un grand ensemble de l'aquifère dans la mesure où le volume investigué par le cône de rabattement est important. Cette approximation a tendance à surestimer la transmissivité et à sous-estimer l'emmagasinement comparativement à la solution de Theis (Lee and Lee 1999).

La solution de Theis présente d'importantes restrictions d'utilisation, cependant, d'autres travaux ont permis d'étendre son applicabilité : pour des puits incomplets (Hantush, 1961), pour des effets capacitifs (Padapopulos et Cooper, 1967),

ainsi que les effet de peaux (Agarwal et al, 1970). A partir de la solution de Theis, des conditions limites supplémentaires ont été intégrées. Différentes approches analytiques existent via l'agencement de deux ou trois milieux avec des caractéristiques propres (Butler, 1988, 1990 ; Butler et Lieu, 1993). L'observation de la variation de charge et l'étude de la dérivée de la charge (Renard 2005b, renard et al, 2008) peut orienter sur le type de modèle conceptuel à adapter pour la détermination des paramètres hydrogéologiques. Cependant la mise en place de pompage sur de longues périodes pour des milieux peu productif ou des aquifères contaminés n'est pas toujours envisageable. Dans ce cas, les méthodes de choc hydraulique sont privilégiées.

1.2 Les chocs hydrauliques

Les chocs hydrauliques sont faciles à mettre en place. C'est une méthode très employée lorsque les forages ont un diamètre trop petit et ne permettent pas la mise en place d'une pompe, lorsque le milieu est peu perméable et ne permet pas d'y effectuer un pompage ou encore dans le cas de contraintes particulières, par exemple lorsque l'aquifère est contaminé et que l'eau ne peut pas être rejetée dans le milieu (Butler et al 1996, Butler, 1998). Dans le cas de milieux très diffusifs, l'étude de la diffusion de l'onde de pression liée au choc hydraulique peut apporter des informations sur l'emmagasinement du milieu (Butler et Wang, Audouin et Bodin , 2006). Cette caractérisation du milieu par les chocs hydrauliques est basée sur une sollicitation impulsionnelle du milieu (Dirac), dans des conditions d'homothétie radiale, au lieu d'exercer un signal continu (pompage ou injection). Cooper et al. (1967) et Papadopulos et al. (1973) ont déterminé la solution analytique et ont ainsi établi les courbes types d'évolution de la charge dans le cadre d'un aquifère confiné. L'application instantanée d'un volume d'eau dans un forage va engendrer une remontée d'eau instantanée qui va diffuser dans le milieu. La charge va alors évoluer en fonction des paramètres hydrogéologiques du milieu. L'évolution de la charge en fonction du temps peut se décomposer en fonctions de Bessel permettant d'établir des courbes élémentaires (Kruseman 1991).

De façon pratique, le volume d'aquifère parcouru par cette méthode est circonscrit autour du puits sollicité, elle n'intègre donc pas les variabilités potentielles du milieu sur les longues distances. Les paramètres hydrogéologiques déterminés par

les chocs hydraulipriétés hydrauliques proches du forage et à la qualité de la foration. Ramey et al. (1975) ont introduit des courbes typiques permettant de prendre en compte ces effets locaux. Butler et Healay (1998) ont montré qu'il existe une variabilité sur les paramètres hydrogéologiques obtenus par les chocs hydrauliques, en outre les chocs hydrauliques peuvent sous-estimer la transmissivité par rapport à celle obtenue par les essais de pompage. À partir de cette observation, Lee and Lee (1999) ont réalisé une étude statistique pour comparer les résultats entre les chocs hydrauliques et les essais de pompage. Ils ont montré que la moyenne statistique des deux méthodes est la même pour un même site d'étude en utilisant la méthode de Cooper et al. (1967) pour le choc hydraulique et la méthode de Cooper-Jacob (1946) pour la méthode d'essais de pompage. Une autre étude de sensibilité théorique sur les méthodes de Cooper (1967) faite par McElwee (1995a) montre que les paramètres T et S sont moins sensibles lorsque la hauteur de charge imposée est plus importante. De plus, si des effets non linéaires sont à prendre en considération, une série de choc hydraulique avec des charges initiales différentes est à envisager car théoriquement l'amplitude de la réponse est proportionnelle à l'amplitude de l'injection initiale (McElwee 1995a). D'autres travaux récents (Audoin 2007, Audoin et Bodin, 2008) ont permis de développer la méthode de choc hydraulique pour des milieux très perméables en développant une solution analytique pour des chocs hydrauliques déportés. Ils ont montré que les chocs déportés caractérisent préférentiellement les chenaux de plus faible résistance hydraulique. Par conséquent, le volume investigué est, non seulement plus important, mais permet d'investiguer les zones de plus forte diffusivité dans un milieu hétérogène.

L'analyse de ces deux approches (essais de pompage et choc hydraulique) montre que l'étude de la variation de la charge est dans un premier temps la seule mesure facilement accessible et quantifiable. Cependant la réponse obtenue dépend des hypothèses théoriques, du temps d'observation et de la démarche expérimentale permettant de trouver les paramètres hydrogéologiques. Ces interprétations peuvent être toutefois contraintes en précisant le modèle conceptuel du milieu à l'aide d'une analyse plus fine du rabattement (Chapuis, 1998 ; Renard et al, 2008). Il est en effet possible de déterminer la géométrie globale de l'aquifère en regardant la dérive de la charge en fonction du temps et de déterminer si l'aquifère est un modèle de double porosité linéaire, de détecter la présence de fracture verticale, ou encore les conditions

limites (étanche ou à flux nul). Cependant, il est indispensable que le milieu présente une certaine homogénéité. Par conséquent la répartition des gradients de charge et de la perméabilité n'est pas explicitement contrainte. Nous ne pouvons dans ces conditions que retrouver un champ de vitesse moyen.

2 Le cas des milieux hétérogènes

2.1 Description des milieux hétérogènes

Dans le cas de milieux hétérogènes, le milieu peut présenter une certaine complexité d'autant plus grande que les structures porteuses de flux ont des perméabilités variant sur plusieurs ordres de grandeur. Ces variations des paramètres hydrogéologiques sont liées à l'hétérogénéité géologique du milieu comme, dans le cas de milieux cristallins, des failles, des joints, des dykes, des zones fracturées, des zones de contact et autres surfaces et interfaces. Nous focalisons notre approche sur les milieux fracturés, mais de nombreux milieux sédimentaires sont également très hétérogènes. Ces hétérogénéités de structures peuvent avoir un impact très important sur la perméabilité, surtout lorsqu'il s'agit de fractures ouvertes (Barton, 1978, Jing, 2007). De telles discontinuités peuvent être présentes à différentes échelles : de l'échelle micrométrique (micro-crack), où leur distribution spatiale est plus aléatoire et où leurs caractéristiques hydrogéologiques peuvent être appréhendées en laboratoire à partir de mesures sur carotte, jusqu'à l'échelle kilométrique comme des ensembles de failles majeures d'origine tectonique. Entre les deux, les échelles intermédiaires se caractérisent principalement par des joints, foliations, failles et dykes (fracturation allant du centimètre à la dizaine de mètres) (Bonnet et al, 2001). La distribution de ces fractures sur une large gamme de longueur explique dans un premier temps la complexité du fonctionnement hydrogéologique de ces milieux.

Lorsque le milieu est hétérogène, il devient beaucoup plus difficile d'appliquer les méthodes de mesure de la perméabilité. Une des difficultés principales vient du fait qu'il est très difficile de s'assurer de la représentativité de la mesure. Face à cette difficulté, de nombreuses études ont essayé de caractériser la variabilité de la perméabilité à différentes échelles.

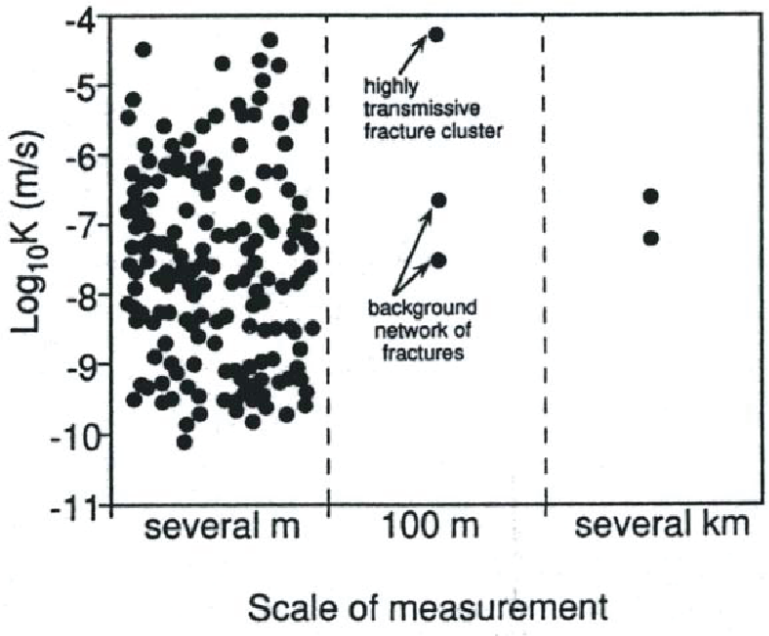

Figure 1.1 : Evolution de la perméabilité en fonction de l'échelle d'investigation, site de Mirror Lake (Hsieh, 1998).

Par exemple, sur la Figure 1.1 ont été reportées des mesures de perméabilité en fonction de l'échelle investiguée (Hsieh, 1998). Les mesures locales sont effectuées à l'échelle du forage. Les mesures à l'échelle intermédiaire sont obtenues à partir d'essais de pompage ou d'essais entre puits. Les paramètres à l'échelle supérieure à 100 mètres sont obtenus à partir d'une modélisation numérique à l'échelle de l'aquifère (Hsieh, 1998).

Quelques auteurs ont essayé de tester la validité des méthodes de mesure de perméabilité dans le cas de milieux faiblement hétérogènes (Meier et al., 1998 ; Sanchez et al., 1999). Ainsi, Wu et al (2005) ont testé numériquement des essais de pompage sur une distribution des paramètres autour d'une valeur statistiquement moyenne. En calculant la charge réelle issue d'un champ de perméabilité donné, il la compare au champ de perméabilité inversé par la solution de Theis. En comparant le comportement de la charge dans ce cas, l'échelle d'observation influencera directement le paramètre moyen inversé. L'interprétation utilise le rabattement au niveau du puits d'observation et suppose que la transmissivité ne dépend que de la distance au forage (distance radiale). Par conséquent la propriété mesurée dépend de l'investigation radiale du front de dépression pendant le temps de mesure

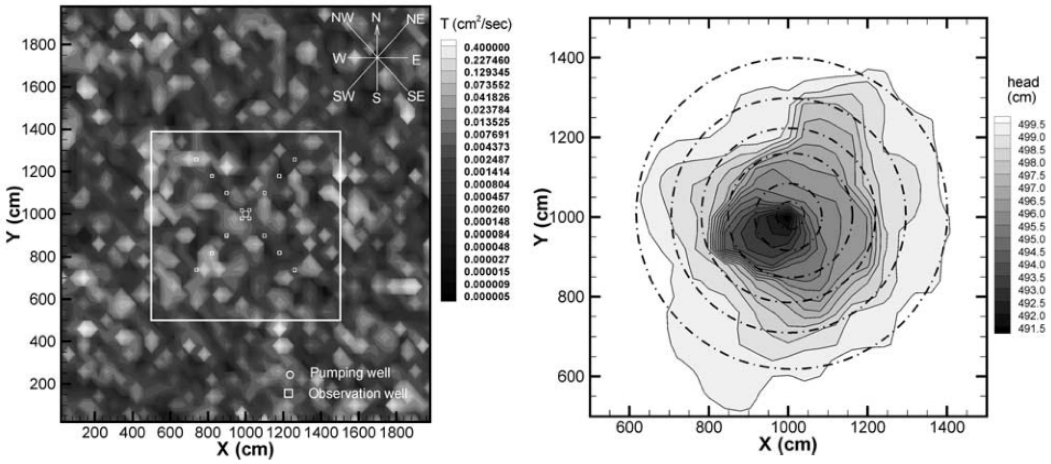

Figure 1.2 : a) Illustration d'un champ de transmissivité d'un milieu hétérogène synthétique, b) distribution de la charge au sein d'un milieu hétérogène et milieu homogène équivalent après un pompage de 24 heures (Wu et al, 2005)

La Figure 1.2a) issue de Wu et al (2005) montre un champ de transmissivité hétérogène dont la moyenne est connue sur toute la zone. Suite à un pompage de 24 heures nous pouvons calculer le rabattement de charge réel et celui déterminé par l'interprétation de Theis suite à l'observation de la charge dans les puits d'observation (Figure 1.2b)). Le cône de rabattement issu de la variation du modèle de Theis ne reproduit pas le rabattement réel ce qui n'est guère surprenant dans ce type de milieu. Cette constatation a également été réalisée par Butler et al (1990) qui ont observé que les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement interprétés varient suivant la méthode utilisée (Theis, Jacob) dans des milieux hétérogènes. Les interprétations suivant les méthodes de Theis et de Jacob pondèrent implicitement les données en fonction du temps, cette pondération étant différente selon chaque méthode. Plus précisément, la méthode de Jacob prend plus en compte les données aux temps longs (prise en compte de la fin de la courbe) que la méthode de Theis. Dans les deux cas l'inversion des paramètres hydrogéologiques sera plus sensible à la variabilité du milieu aux temps courts, qu'aux temps longs. Les propriétés mesurées dépendent donc de l'investigation radiale du front de dépression pendant le temps de mesure.

2.2 Effet d'échelle et loi comportementale

Outre la distribution statistique des valeurs de perméabilité, une question importante pour prédire les flux et le transport porte sur la structuration des perméabilités dans l'espace. Dans certaines configurations, la perméabilité ne varie

pas seulement autour d'une valeur moyenne mais augmente en fonction de l'échelle d'investigation. Différentes mesures sur sites expérimentaux ont montré une évolution de la moyenne de la perméabilité en fonction de l'échelle d'investigation aussi bien dans des sites calcaires (Kiraly, 2007 ; Bernard et al, 2005 ; Audoin, 2007), que dans des sites cristallins (Hsieh et al., 1993, Neretnieks, 1993 ; Cacas et al., 1990 ; Martinez-Landa et Carrera, 2000 ; Le Borgne et al. 2006a). La synthèse de ces différentes mesures sur site montre souvent une apparente augmentation de la perméabilité avec l'échelle d'observation, jusqu'à une échelle d'homogénéisation, comme par exemple dans le cadre du site expérimental de FEBEX (Suisse) (Martinez-Landa et Carrera, 2000) (Figure 1.3).

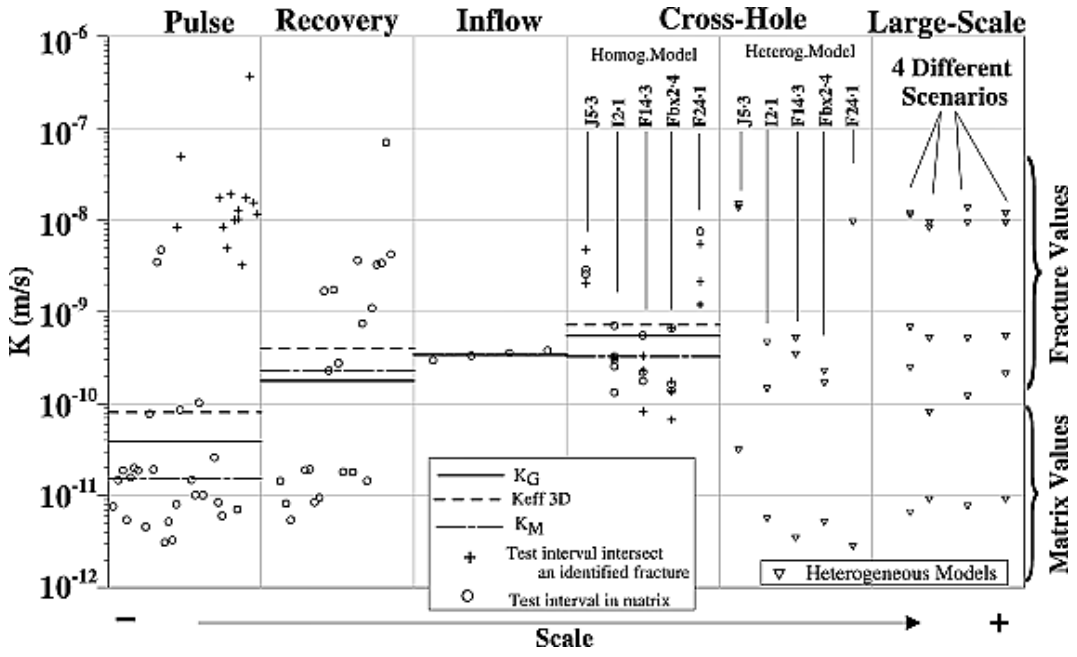

Figure 1.3 : Répartition des conductivités hydrauliques pour le site de FEBEX (Suisse) obtenue par différents tests d'interprétation hydraulique en fonction de l'échelle d'investigation. Sont représentées les différentes perméabilités, la moyen géométrique K_g, la moyenne effective 3D K_{eff3D} (Gutjhar et al 1978) et la valeur médianne K_m, d'après Martinez-Landa et Carrera (2006).

A chaque échelle d'observation correspond une méthode de mesure hydrogéologique spécifique : échantillons extraits du milieu et mesurés en laboratoire aux petites échelles, essais de pompages simples ou d'interférence aux moyennes échelles, et modélisation à l'échelle du site. Nous observons sur la Figure 1.3 que la perméabilité augmente en fonction du volume de roche investigué. Aux petites échelles, on observe une variabilité des mesures assez élevées. A l'échelle du site, il existe des écoulements inhérents aux perméabilités importantes, et des perméabilités faibles liées aux valeurs de perméabilité matricielle. Le milieu naturel présente donc

une organisation des valeurs de perméabilité en fonction du volume d'aquifère investigué par les différentes méthodes employées.

Le problème qui se pose est donc de pouvoir déterminer la représentativité d'une mesure dans ce type de milieu et de savoir si des mesures effectuées à une échelle donnée peuvent être extrapolées à une échelle supérieure: c'est la question du changement d'échelle. Ainsi, Hsieh (1998) émet l'hypothèse que l'effet apparent de croissance de la perméabilité avec l'échelle (Clauser, 1992) puisse n'être en fait qu'un effet de biais d'échantillonnage. La prise en compte de ces effets d'échelle peut s'effectuer via un modèle de comportement spécifique qui prend en compte explicitement les corrélations spatiales.

Face à l'approche stochastique, qui sous-entend une répartition aléatoire des perméabilités, ou tout au moins une corrélation limitée dans l'espace, d'autres modèles ont été proposés comme le modèle d'écoulement radial généralisé *« Generalized Radial Flow »* proposé par Barker (1988). Cette approche généralise la solution de Theis en introduisant une dimension d'écoulement non entière *n*. L'écoulement suivant le modèle de Theis se fait dans un milieu 2D axisymétrique et uniforme. Baker (1988) ainsi qu'Acuma et Yortsos (1995) ont défini un écoulement radial dans un milieu homogène avec une dimension 1<n<3. La Figure 1.4 schématise physiquement les dimensions d'écoulement pouvant être obtenues avec les dimensions d'écoulements variant de 1 à 3. La variation de charge s'exprime alors suivant la relation (1.5).

$$S\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{r^{n-1}}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^{n-1}\frac{\partial h}{\partial r}\right), \qquad (1.5)$$

où h est la charge hydraulique [L], t le temps et r la distance au puits. avec $S = S_s.A^{n-3}$ et $T = K.A^{n-3}$où A est l'extension transversale de la section par où passe le flux (voir Figure 1.4) dans le cadre de la formulation de Theis n=2 (géométrie radiale) et b représente l'épaisseur effective de l'aquifère. Pour une valeur de n=1 la géométrie est linéaire et pour n=3 la géométrie est sphérique.

Le comportement de la variation de charge illustrée Figure 1.5a montre que pour n≠2 le rabattement évolue suivant $s \approx t^{\upsilon}$ $\upsilon = 1 - n/2$ et pour n=2 (Theis) nous obtenons bien $s \approx \log(t)$ pour les temps longs. L'étude de la dérivée de la charge

(Figure 1.5b) permet de différentier plus facilement les différents comportements de la charge suivant les différents modèles (Le Borgne et al, 2004).

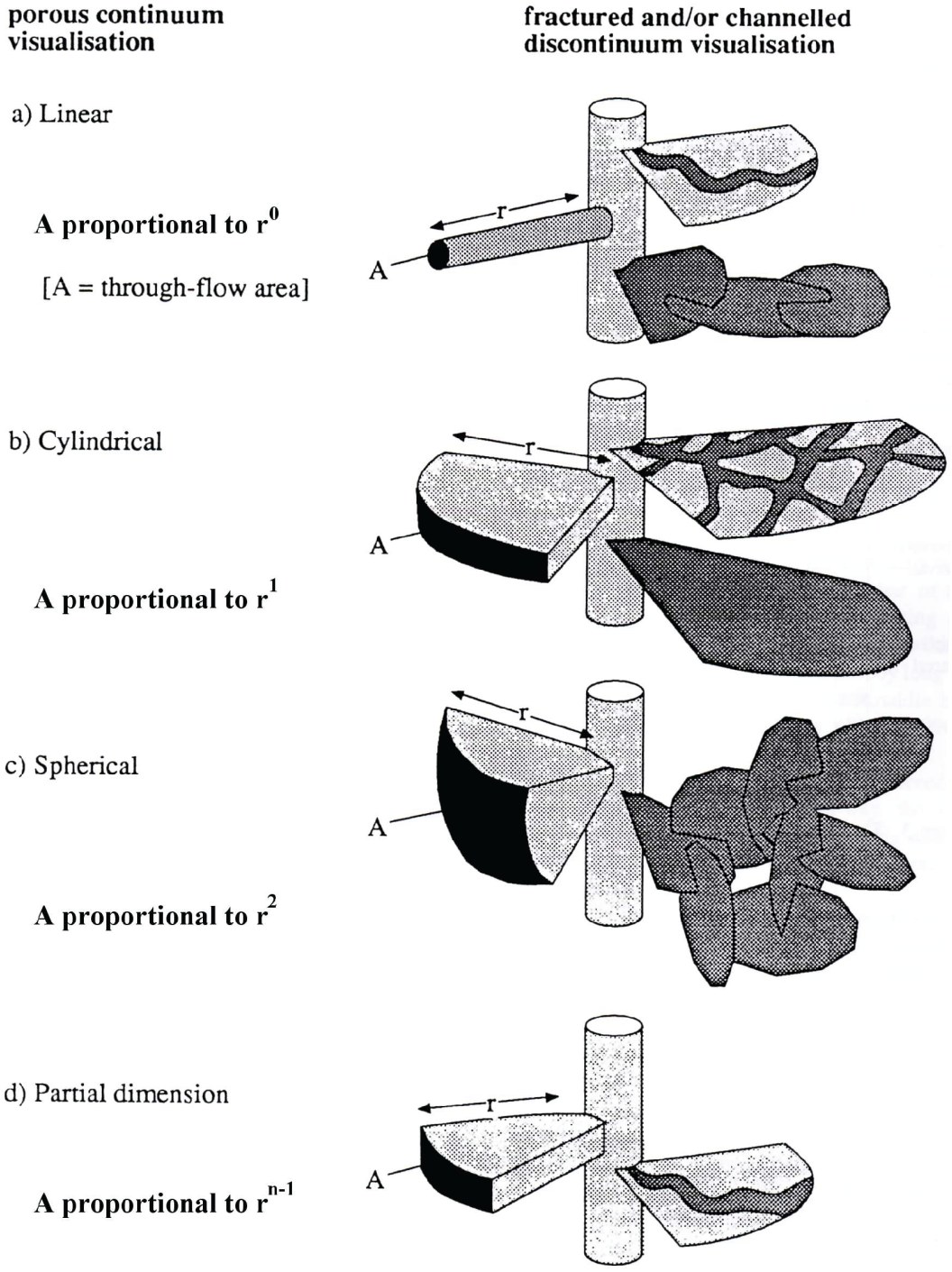

Figure 1.4 : Dimensions d'écoulement dans des milieux continus et fracturés d'après Black (1994) (modifié par Audouin 2007). Dans le diagramme, A représente la surface traversée par l'écoulement à une distance r du puits de pompage.

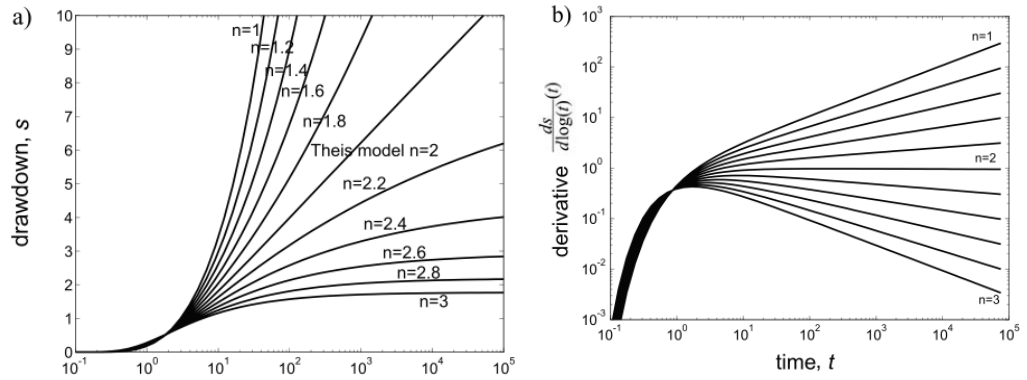

Figure 1.5 : a) Variations du rabattement adimensionné en fonction du logarithme du temps adimensionné pour différentes valeurs du coefficient n. b) Dérivée du rabattement ds/d(log(t)) (Le Borgne et al, 2004).

La prise en compte de la variation de la perméabilité en fonction de l'échelle d'observation peut être appréhendée par une méthode globale. Cependant, cette approche ne permet pas de décrire explicitement sur le terrain l'organisation du réseau dans le milieu considéré. La question de l'organisation intrinsèque du champ de perméabilité peut être envisagée à travers une caractérisation plus explicite du milieu. C'est ce que nous proposons dans les paragraphes suivants par les approches d'imagerie du milieu par tomographie hydraulique.

2.3 Tomographie hydraulique

A partir du moment où la distribution des perméabilités dans l'espace ne suit pas nécessairement une distribution aléatoire, mais est organisé selon un ou plusieurs chemins d'écoulements principaux, comme cela peut être le cas dans les milieux fracturés par exemple, il devient nécessaire d'imager les principaux chemins d'écoulements. C'est en particulier indispensable lorsque nous souhaitons prédire les temps de transferts qui sont très fortement contrôlés par l'organisation spatiale de la perméabilité. Actuellement, pour imager les variations spatiales de perméabilité, des méthodes innovantes de tomographie hydraulique sont en plein développement (Butler et al., 1999 ; Yeh and Liu, 2000).

Le principe de la tomographie est de déterminer l'organisation spatiale du champ de perméabilité entre deux forages d'observation. Pour cela une partie du forage est obturé afin de ne solliciter qu'une partie du milieu. La méthode consiste à placer deux obturateurs hydrauliques (packers) délimitant une zone qui sera sollicitée (Figure 1.6.a). On applique alors une variation de charge uniquement sur la portion

que l'on souhaite étudier. Cette variation de charge peut se faire en continu (injection) ou sous forme de variation de pression à plus ou moins haute fréquence. Face à ce puits d'injection se trouve un puits d'observation où l'on observe la variation de pression à différentes profondeurs. Cette variation de pression est issue de la convolution de la sollicitation et du milieu. Le principe repose sur des mesures indépendantes à différentes profondeurs afin de localiser les anomalies de perméabilité et d'emmagasinement présentes dans le milieu entre les deux forages. Cette méthode a pour caractéristique de générer de nombreuses données dans un même forage, permettant ainsi une caractérisation spatiale plus fine. Ensuite par inversion de la variation de charge dans le puits d'observation il est possible de créer une carte des perméabilités entre les forages (Figure 1.6.b).

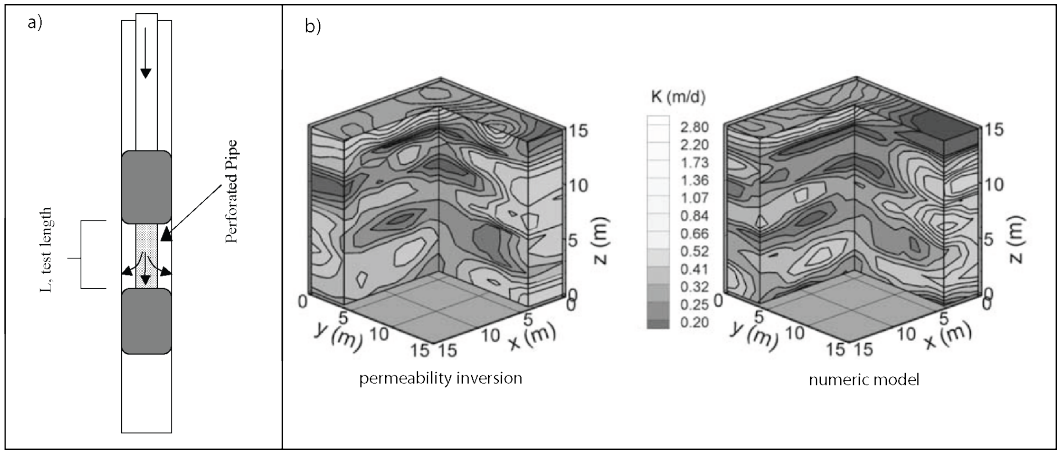

Figure 1.6 : a) Exemple d'appareillage avec obturateur pour la tomographie hydraulique. b) Exemple numérique d'inversion de champ de perméabilité (d'après Zhu et Yeh, 2005).

Les interprétations peuvent se faire selon différentes approches. Ye et Liu (2000) et Zhu et Ye (2005) ont mis en place un principe d'inversion en régime stationnaire (Figure 1.6.b) en développant des approximations linéaires successives (SSLE) et en considérant que l'emmagasinement dans le milieu est constant pour toutes les structures observées. Bohling et al (2002) ont utilisés une méthode par moindres carrés, qui reste très limitée lorsque le champ de perméabilité est distribué aléatoirement. En prenant en compte l'algorithme de Marquardt (1963), Vasco et al, et Braucher et al (2003) ont développé une méthode d'interprétation de variation de pression en fonction du temps. Cette approche considère que le champ de pression se déplace dans le milieu suivant un ray perpendiculaire à un front d'onde. Tout comme la résolution analytique d'un ray sismique au sein d'une matrice, cette configuration permet d'établir une solution analytique pour le déplacement du champ de pression

dans le milieu souterrain. La limite de cette formulation est que l'on ne prend pas en compte les variations radiales et l'interaction avec les conditions limites. Afin d'augmenter la précision, il est nécessaire d'effectuer de nombreux essais pour collecter un maximum d'information (Yeh and Liu 2000). Les progrès récents en inversion ont permis de rendre les codes d'inversion plus robustes (Yeh et al 2005).

L'application de la méthode nécessite toutefois une certaine continuité du milieu. Cette approche ne permet pas de caractériser des variations brutales de perméabilité, et en général, la variabilité du champ de perméabilité est en général limitée à 2 ordres de grandeur. Le milieu hétérogène étant traité comme un continuum entre le puits d'observation et le puits de sollicitation, la complexité des chemins d'écoulements ne peut souvent être imagée qu'imparfaitement. Pour le moment cette méthode s'applique principalement aux zones de subsurfaces. La mise en place du dispositif au sein des forages est relativement lourde et implique un coût expérimental élevé. Par ailleurs, la méthodologie ne peut être employée dès que les forages sont tubés. Face à la difficulté de mise en œuvre des techniques de tomographie hydraulique, liée notamment à l'usage d'obturateurs hydrauliques, d'autres techniques ont été développées afin d'imager les principaux chemins d'écoulement.

2.4 Imagerie des propriétés par débitmétrie

Une autre approche permettant de discrétiser les zones perméables est la méthode de débitmétrie en forage. La première utilisation des flowmètres fut le micromoulinet pour la détection des arrivées d'eau. L'appareil de débitmétrie et son utilisation ont été étudiés en détail (Moltz et al., 1989, 1990 ; Rehfeld et al., 1989 ; Taylord et al., 1990 ; et Kabala 1993). Cette approche permet donc dans un premier temps de détecter les zones de fortes perméabilités, mais aussi d'inverser les paramètres hydrogéologiques et les charges des principales fractures connectant les différents puits (Paillet et al.,1992, 1996, 1998), et (Le Borgne et al., 2006a, 2006b).

Le test de débitmétrie en puits simple consiste à effectuer des mesures suivant différentes conditions de pompage (nul ou imposé sur le puits d'observations). Dans ce cas, on suppose que des conditions stationnaires sont acquises lors des mesures, en s'assurant que le niveau piézométrique ne varie plus dans le puis d'observation. Les variations de pompage conduisent à une modification des gradients de charges hydrauliques au niveau des zones de circulation préférentielles, et notamment des

fractures, qui vont eux-mêmes engendrer des variations des vitesses d'écoulement au sein des forages. Les débits dans le forage sont principalement dépendants de deux facteurs : la transmissivité des fractures ou des arrivées d'eau, et des différences de charge entre la charge dans la fracture et celle du puits d'observation. Les solutions sont en général basées sur la relation analytique exprimant en régime permanent le débit issu de chaque fracture en fonction du rabattement (de Marsily, 1986) :

$$q_i = \frac{2\pi T_i\left(h_i - h_{wb}\right)}{\ln(r_i / r)} \quad , \qquad (1.6)$$

où q_i est le débit pour chaque arrivée d'eau, h_i la charge à la distance r_i, h_{wb} la charge dans le forage de rayon r. Cela correspond à la solution de l'équation de diffusivité en régime permanent et en géométrie radiale. L'intensité du flux au niveau de chaque arrivée d'eau dépend de la transmissivté T_i, et du gradient de charge.

Pour résoudre ce problème à 3 inconnues par arrivée d'eau, T_i, h_i *et* r_i, l'approche la plus simple consiste à estimer uniquement les transmissivités des différentes arrivées d'eau en appliquant la relation suivante :

$$\frac{T_i}{T_{tot}} = \frac{\Delta q_i}{\Delta Q} \quad , \qquad (1.7)$$

où T_tot est la transmissivité totale du puits, T_i la transmissivité de la fracture i, Δq_i la différence de débit à la position i entre deux conditions de pompage Q_1 et Q_2 appliquées au puits (avec $\Delta Q = Q_1 - Q_2$). En appliquant cette relation, on suppose implicitement que les mêmes conditions limites de charge imposée s'appliquent à l'ensemble des fractures ou zones aquifères connectées au puits.

Les tests d'interférences (cross flowmeter tests) consistent à faire varier la charge dans un forage voisin, et à mesurer l'évolution de la vitesse d'écoulement au niveau des fractures qui intersectent le forage d'observation (Figure 1.7). Ces observations permettent d'en déduire la connexion entre les forages, et les propriétés hydrauliques des principales zones conductrices qui relient différents forages [Paillet 1993, 1998, 2000 ; Le Borgne et al., 2006a, 2006b]. L'intérêt des tests d'interférence est de travailler à priori à plus grande échelle, et en transitoire ce qui permet d'en déduire l'emmagasinement des différentes zones aquifères.

Figure 1.7 : Schéma de connexion à l'échelle du puits et entre forages (Le Borgne et al. 2006b).

Le principal avantage de cette approche est sa mise en place simple au sein des forages crépinés ou non. Mais la mesure de débit est aussi limitée par la sensibilité de l'outil qui ne permet pas de caractériser les arrivées d'eau de faible perméabilité. Les développements et méthodes permettant d'inverser les mesures de flux pour estimer les charges dans les fractures et leur transmissivité sont expliqués plus en détail dans le chapitre III.

Au-delà des difficultés d'imager le milieu, il est également important de prendre en compte dans les solutions certaines perturbations locales liées à la présence des forages. C'est pourquoi, nous allons dans la partie suivante définir et caractériser l'impact que peuvent avoir le puits d'observation ou le puits de pompage sur la variation de charge. Nous verrons que dans certains cas, ces perturbations peuvent avoir des conséquences importantes non seulement sur les variations de charge, mais aussi sur les vitesses d'écoulement en forage.

3 Effets secondaires liés à la présence de l'ouvrage

3.1 Effet d'emmagasinement dans le forage

L'ouvrage est indispensable à la mesure in-situ, mais peut avoir un impact sur l'interprétation des données. Plusieurs questions se posent, ne serait-ce que dans le cas de milieux homogènes, notamment la représentativité de la mesure par rapport au milieu environnant (Chapuis, 2002) ou encore les effets inertiels présents dans le forage (Butler et Zhan, 2004). Ces effets sont en général importants durant les premiers temps d'observation et diminuent avec le temps et la distance qui sépare le puits d'observation et le puits de pompage.

Différents comportements aux temps courts peuvent influencer la variation de charge, soit un retard dans la baisse de charge (Lapcevic et al., 1993), soit des effets d'oscillation (Bredehoeft, 1966). Dans le cadre des oscillations, Bredehoeft (1966) a en premier discuté le rôle de la colonne d'eau dans les puits de pompage et d'observation, aussi bien dans le cadre d'un pompage que d'un choc hydraulique. Il a démontré que l'amplitude des oscillations était déterminée par la transmissivité et la variation de hauteur d'eau dans le forage. Shapiro (1989) et Shapiro and Oki (2000) ont exploité les informations issues des oscillations observées dans les variations de charge en condition de forages pénétrants. Leurs interprétations se basaient sur les effets issus d'un seul forage, soit sur le puits de pompage (Shapiro 1989), soit sur le puits d'observation (Shapiro et Oki 2000).

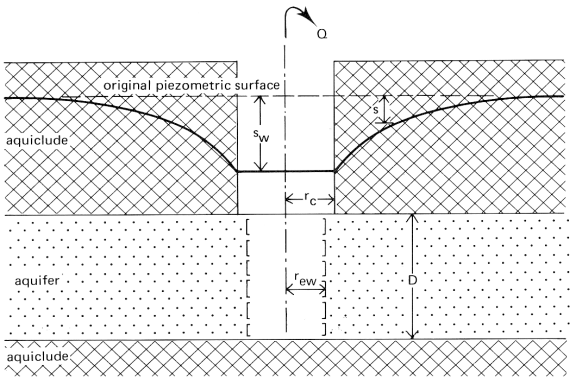

Figure 1.8 : Schéma d'un puits d'observation (Papadopulos et Cooper, 1967)

La présence du puits peut influencer l'évolution de la charge, car l'emmagasinement du forage dépend de la géométrie du forage et de celle de l'aquifère. La configuration générale pour décrire ces effets correspond à un aquifère d'épaisseur D [L], un forage d'un rayon de crépine r_w et de rayon tubage plein r_c [L]. Le développement mathématique réalisé initialement par Padapopulos et Cooper (1967) a permis de donner la variation de charge en fonction du temps :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} F\left(u,\alpha,r/r_w\right) \; ; \; u = \frac{r^2 S}{4Tt} \; , \qquad (1.8)$$

$$F(u_w,\alpha) = \frac{32\alpha^2}{\pi^2} \int_0^\infty \frac{1-\exp\left(-\beta u^2/\alpha\right)}{\beta^2 \Delta(\beta)} d\beta \; , \qquad (1.9)$$

$$\alpha = \frac{r_w^2 S}{r_c^2} \; , \qquad (1.10)$$

Le rabattement *s* (1.8) peut s'exprimer suivant la fonction *F(u,α)* (1.8) dépendant des paramètres géométriques du forage et des paramètres de l'aquifère. Le coefficient α (1.9) représente la part relative de l'emmagasinement du milieu par rapport à l'emmagasinement dans le forage. ß est la variable d'intégration dans le domaine de Laplace.

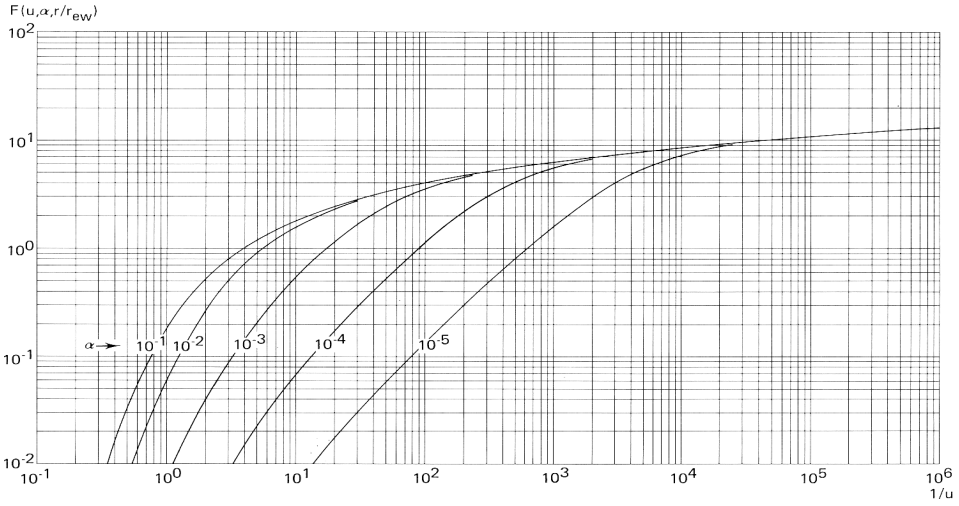

Figure 1.9 : Courbe type de variation de charge $F(u_w,\alpha)$ en fonction de $1/u_w$ avec $r/r_w=20$, pour différentes valeurs de α (Walton, 2006).

La Figure 1.9 montre la variation de charge pour un rapport d'emmagasinement du milieu sur l'emmagasinement du forage (α,(1.10)) décroissant avec une distance au forage constante. Ce comportement montre comment la charge varie pour un emmagasinement du milieu S décroissant ou pour un rayon du forage croissant. On peut observer que pour les premiers temps, la majeure partie du flux provient du forage, les points de mesure sur cette période ne reflètent donc pas de façon adéquate les caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère. L'influence de l'emmagasinement lié au forage est d'autant plus importante que le rayon du forage est important. Elle est observable lors du traçage de la courbe de rabattement en log-log car pendant la période de temps liée à cet effet le rabattement augmente de façon linéaire. Plus généralement l'effet d'emmagasinement est négligeable à partir de $1/u_w<10^{-3}$ c'est à dire $t>25*r_c^2/T$ (si l'on regarde le rabattement dans le puits de pompage).

D'un point de vue plus global, la présence de multiples forages peut avoir une incidence sur le site en lui-même. L'emmagasinement caractérisé par le rabattement dans le puits d'observation peut intégrer l'emmagasinement spécifique de chaque forage entre le puits de pompage et le puits d'observation suivant la relation généralisée par Padapopulos (1967) (1.11)

$$S = S_{test} = S_{aquifer} + \frac{\sum \pi r_{c,i}^2}{\pi r^2} = S_{aquifer} + \frac{\sum r_{c,i}^2}{r^2} = S_{aquifer} + S_{puits}\ , \quad (1.11)$$

Où $r_{c,i}$ est le rayon interne du forage *i* situé à une distance r du pompage, $S_{aquifer}$ est l'emmagasinement réel du milieu, S_{puits} est l'emmagasinement dû à la capacité de tous les forages (Chapuis 2002). Par conséquent la présence d'un nombre important de forages au sein de la zone d'étude peut influencer la mesure de l'emmagasinement.

3.2 Influence de l'effet de peau

3.2.a Influence sur le rabattement

La variation de charge observée dans le forage peut aussi être influencée par la zone perturbée autour du forage suite à la foration : c'est l'effet de peau. Les effets de peau sont liés à la foration et à l'utilisation de boue de lubrification pour la foration et la remontée de cuttings, à des processus d'acidification et de reprécipitation et à la redistribution des contraintes lors de la mise en place du forage (Bidaux, 1991). Afin de prendre en compte l'influence de l'effet de peau, le facteur de peau (skin factor) est introduit :

$$s^* = \left(\frac{K_m}{K_d} - 1\right) \ln\left(\frac{R_d}{R_w}\right), \tag{1.12}$$

où s^* représente le facteur de peau K_m, K_d sont les paramètres de perméabilité hydraulique du milieu et de la zone perturbée de la perméabilité du milieu. R_w et R_d correspondent respectivement au rayon du forage et au rayon maximal de la zone endommagée.

D'après l'expression (1.12) l'effet de peau est positif quand la perméabilité du milieu est supérieure à la perméabilité de la zone perturbée et négatif si la perméabilité du milieu est plus faible que la perméabilité de la zone perturbée (Streltsova 1988, Novakowski, 1989). Un effet de peau positif équivaut à une augmentation apparente de l'effet d'emmagasinement du forage, retardant le rabattement dans le puits d'observation aux temps courts. Lorsque l'effet de peau est négatif, le rabattement dans l'aquifère est plus rapide. La Figure 1.10 synthétise le comportement observable en présence de l'emmagasinement dans le forage seul et de l'emmagasinement couplé à un effet de peau positif. Elle montre que l'effet de peau

modifie le rabattement uniquement sur les premiers temps. Par contre, Lors d'un essai de pompage, l'effet de peau n'influence pas le rabattement s'il n'y a pas d'effet d'emmagasinement au sein du forage (Chu et al. 1980 ; Moench 1985 ; Chen and Chang 2006). Le facteur de peau est directement quantifiable par les tests en recouvrement. Le rabattement résiduel entre les rabattements en pompage et le rabattement à l'arrêt du pompage est proportionnel au facteur de peau s* (Matthews and Russel 1996, Kusman et al. 1991).

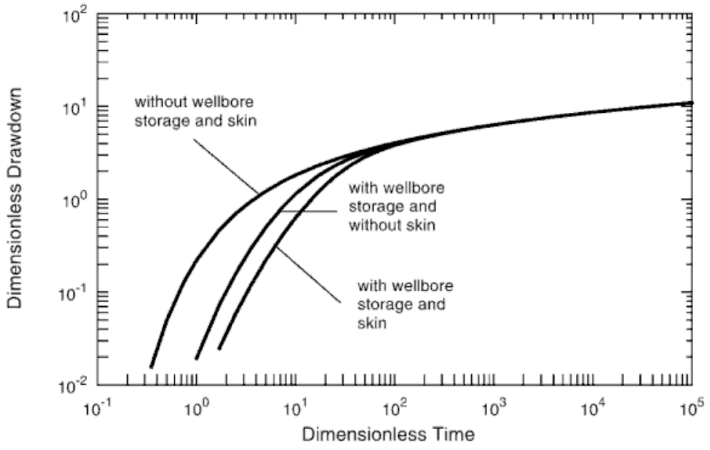

Figure 1.10 : Différents rabattements suivant les différents effets liés à la présence du forage (effet d'emmagasinement de puits seul, et combinaison emmagasinement et effet de peau positif) (Walton, 2006 p80).

Le couplage effet de peau et emmagasinement de puits sont des phénomènes dont les effets sont majoritairement présents lors d'une variation de charge rapide, c'est-à-dire principalement au premier temps du rabattement. Les perturbations observées sont décrites pour une configuration particulière qui est axisymétrique par rapport au puits de pompage ou le puits d'observation. Dans la sous partie suivante, nous allons voir quel est l'impact de ce phénomène lors que la perméabilité varie en fonction de la profondeur.

3.1.c Variation verticale de l'effet de peau

Sous une contrainte régionale, le forage et les effets de peau modifient les lignes de charge et les lignes de courant. Le coefficient d'effet de peau n'est pas nécessairement constant le long du forage. Chen and Chang (2006) ont montré que la variation de l'effet de peau en fonction de la profondeur implique des circulations de fluide en trois dimensions autour du forage.

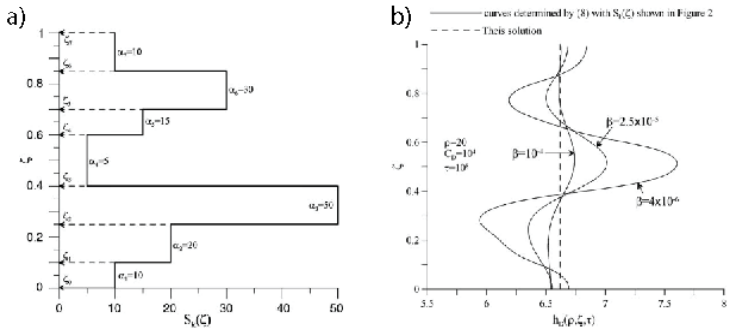

Figure 1.11 a) Description du paramètre α en fonction de la profondeur normée du forage. b) Variation de charge calculée en écoulement stationnaire en fonction de la profondeur pour différentes valeurs de ß (Chen, and Chang, 2006).

La Figure 1.11 montre comment la charge au sein d'un forage peut être influencée par les effets des variations du paramètre d'effet de peau sous l'effet d'un pompage en condition stationnaire. Chen and Chang (2006) ont montré que si le milieu présente une certaine anisotropie, une petite perturbation autour du forage peut entrainer des variations de charge qui se caractériseront par des flux verticaux au sein du forage.

Nous venons de voir que la présence même du forage peu induire des comportements particuliers de la charge au temps court. Cependant, ces perturbations qui sont liées aux caractéristiques du puits de pompage et d'observation (rayon de forage, zone endommagée) mais aussi aux caractéristiques hydrauliques du milieu entre le puits de pompage et le puits d'observation peuvent aussi être utilisées pour caractériser le milieu aux temps courts.

3.3 Impact du forage sur les mesures de flux

3.3.a Mesure des flux horizontaux

En régime stationnaire les lignes de flux dans le milieu sont définies par le milieu et le gradient de charge naturel. Mais la présence du forage créé une rupture locale de la perméabilité dans le milieu induisant une convergence des lignes de flux (Figure 1.12) (Brouyère 2001). La convergence des flux au sein du forage va entrainer une augmentation de la vitesse au centre du forage.

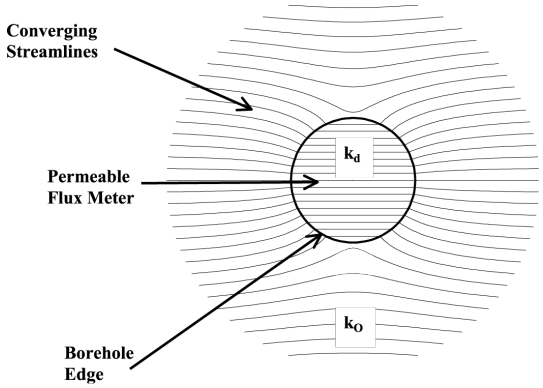

Figure 1.12 : Perturbation des lignes de flux liée au contraste de perméabilité engendré par la présence du puits d'observation (d'après Brouyère 2001).

L'augmentation de la vitesse peut s'exprimer suivant l'équation ci-dessous :

$$v^* = \frac{v}{\alpha^* . n} , \qquad (1.13)$$

où v* est la vitesse mesurée dans le forage, v la vitesse du fluide dans les pores non influencée par la présence du forage, *n* la porosité du milieu et α^* le facteur de convergence de l'aquifère ou encore le facteur géométrique du forage. α^* dépend de la perméabilité et de la qualité de la foration (effet de peau susmentionné) ; ce paramètre varie entre 0.5 et 4 pour des aquifères sableux (Drost et al. 1968). De nombreuses études se sont intéressées à la géométrie des lignes de flux et l'intensité des vitesses au sein du forage (Ogilivi, 1958 ; Carslaw et Jaeger, 1959 ; Wheatercraft et Winterberg, 1985 ; Wheatcraft 1986). En se basant sur l'analogie de la conductivité thermique, Carslaw et Jaeger (1959) ont déterminé le ratio entre la vitesse de Darcy q_0 et la vitesse à l'intérieur du puits. Pour des perméabilités du milieu inférieures à 1.10^{-2} m/s la vitesse observée dans le forage sans présence d'effet de peau est augmentée d'un facteur 2. Cette relation a été confirmée par des études expérimentales réalisées par Mommi (1993).

Au sein du forage la présence de crépines peut diminuer par deux la surface du forage à travers laquelle passe le flux horizontal impliquant une concentration locale des flux. Cependant, aucune donnée de terrain ne montre l'effet des crépines sur les flux bien que l'étude numérique réalisée par Scott et al (2001) ait montré que les flux sont mesurables et qu'ils génèrent une certaine variabilité dans les mesures. Cette constatation a aussi été observée sur le terrain, mais aucune quantification sur l'accélération n'a été faite.

La direction du flux observé au sein du forage n'est théoriquement pas influencée par la géométrie du forage, ce qui a été confirmé de façon pratique via des essais de traçage (Kearl 1997 ; Kerfoot et Massard 1985). Ces études ont montré que la direction moyenne au sein du forage est consistante avec celle présente dans le milieu. Par contre, la présence de tube crépiné peut induire une perturbation des flux dans le forage (Lengricht, 2002).

3.3.b Impact sur les mesures de flux verticaux

Dans un milieu fracturé, les fractures peuvent être interconnectées en certains points. Cependant, l'évolution de la charge dans chacune des fractures est dépendante des propriétés hydrologiques de chacune. Par conséquent, la présence d'un forage verticale qui intersecte plusieurs fractures va mettre en connexion ces différentes fractures de charge différentes. Il en résulte que des circulations verticales d'eau au sein du forage pourront avoir lieu eu égard à la différence de charge entre les fractures. Dans cette configuration, la charge hydraulique mesurée dans le forage est une charge moyenne qui dépend de la charge dans chacune des fractures pondérées par leur transmissivité respective. Ces effets sont bien connus et peuvent entraîner une contamination entre les différentes zones perméables. Ces effets sont même utilisés dans le cas de la débitmétrie pour renseigner sur les propriétés hydrauliques des différentes zones perméables (voir section 2 .4 du chapitre 1). Dans cette partie, nous discutons plus de l'effet de l'emmagasinement du forage sur la mesure des flux verticaux.

Lorsque l'emmagasinement du forage (wellbore effect) n'est plus négligeable par rapport aux propriétés du milieu, cela va impacter toute variation de charge aux temps courts et donc les variations de flux verticaux. Suivant Lapcévic (1993), le débit [L^3/T] issu de la variation de charge s'exprime suivant la relation (1.14)

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = -\frac{Q}{\pi . r_w^2} \ , \qquad (1.14)$$

Ici il s'agit du flux associé à toute variation de charge, que l'effet d'emmagasinement soit significatif ou non. Pour rappel, l'effet d'emmagasinement est simplement lié au fait que la variation de volume d'eau dans le forage suite à une variation de charge doit se dissiper dans le milieu. Cette variation de volume apparaît alors comme un

« terme source » supplémentaire qui est à prendre en compte aussi bien dans le puits de pompage que dans le puits d'observation. Lapcévic et al (1993) ont proposé un modèle permettant de retrouver la transmissivité et l'emmagasinement d'une fracture connectant le puits d'observation et le puits de pompage à partir de la simple mesure de flux vertical au-dessus de toutes les arrivées d'eau (Figure 1.13). Cette solution définie dans le domaine de Laplace utilise l'algorithme de Novakowski (1990) afin de générer les courbes types pour de forage (r_w) et une distance interforage (r).

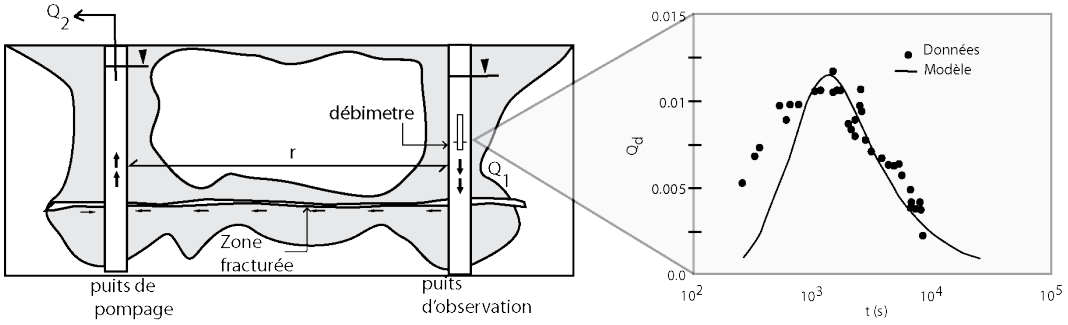

Figure 1.13 : Interprétation de l'effet de l'emmagasinement pour un milieu constitué d'une fracture. Modèle conceptuel, et données de débitmètrie en fonction du logarithme du temps (Modifiée d'après Lapcevic, 1993).

L'ajustement des données aux courbes types se fait suivant le même principe que les courbes types de la solution de Theis avec détermination de la transmissivité lue par translation suivant les abscisses et l'emmagasinement suivant l'ordonnée. Dans une configuration donnée (Figure 1.13) : distance inter forage r=45m et forage de rayon r_w=0.1 m, on observe un débit Q_d lié à l'emmagasinement du forage où Q_d [-] est le débit mesuré normalisé par le débit pompé. Dans ce cas d'étude, T et S ont été inversés par l'étude de la variation de flux et par l'évolution du rabattement. Pour compléter l'analyse, il est aussi possible de calculer la dérivée de la charge en fonction du temps grâce aux capteurs de pression qui ont une fréquence d'acquisition beaucoup plus importante.

3.4 Influence de l'outil de mesure

Le puits peut donc avoir un impact sur l'évolution de la charge mais ce qui semblait être un artéfact peut aussi être utilisé pour caractériser le milieu. Mais l'outil de mesure lui-même peut avoir une influence sur la mesure. Cette question a été abordée par Moltz et al. (1996) et Boman et al. (1997) qui ont discuté de l'influence du débitmètre au sein du puits de pompage et ont étudié la perte de charge liée aux

forces de frottement sur l'outil de mesure (loi de Darcy-Weisbach). Ruud et al. (1999) ont établi une approche numérique afin de quantifier l'erreur sur les mesures que l'on peut obtenir. Pour un milieu homogène connu, ils ont déduit la perméabilité du milieu avec la relation :

$$K_i = \frac{Q_i}{Q}\frac{b}{b_i}\overline{K} \ , \qquad (1.15)$$

où b est l'épaisseur de l'aquifère [L], b_i est l'épaisseur de l'aquifère sous l'outil de mesure, $\overline{K}$ est la conductivité hydraulique effective [L/T] déterminée par essais de pompage traditionnel (Theis, 1935), Q_i est le flux mesuré et Q est le flux pompé [L^3/T].

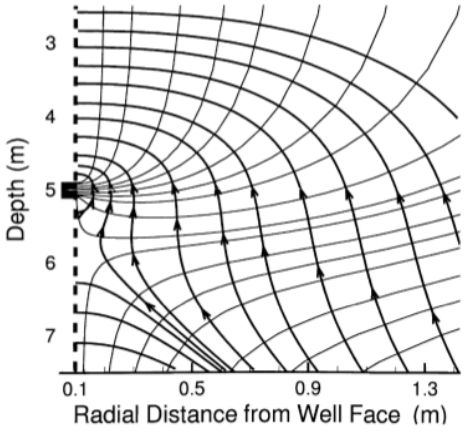

Figure 1.14 : Lignes de charge et de flux autour du puits de pompage (tirets) liées a la présence d'un outil de mesure (carré noir) dans le forage (modèle axisymétrique d'après Ruud et al., 1999).

La perte de charge liée à la présence de l'outil dans le puits (carré noir Figure 1.14) de pompage engendre une réorganisation des lignes de flux contournant l'objet. Cela a pour conséquence une sous-estimation de la perméabilité déterminée par la relation (1.15) et une sur-estimation de la perméabilité située au dessus de l'instrument de mesure sur une gamme pouvant aller jusqu'à 30%. Ce comportement entraine une mauvaise estimation des niveaux de faible perméabilité. Dans ce cas particulier nous voyons que les lignes de flux peuvent être perturbées, réduisant ainsi la vitesse effective du fluide devant passer à travers l'outil. Il vaut donc mieux privilégier une intrusion faible de l'outil au sein du forage et cela aussi bien dans le cadre de mesures de vitesses verticales que de vitesses horizontales.

4 Mesures de flux ou de vitesses d'écoulement

Différentes méthodes existent pour estimer les flux ou mesurer les vitesses d'écoulement au sein des forages. Dans un premier temps, nous allons présenter les mesures de flux à partir d'un traceur puis nous aborderons les mesures de vitesses d'écoulement proprement dite.

4.1 Méthode par suivi de traceur

4.1.a Mesure de concentration globale

La méthode ponctuelle de dilution (PDM, Point Dilution Method) mise en place par Havely et al., 1967; Drost et al., 1968; Klotz et al., 1978; Hall, 1996, consiste à mesurer la décroissance de la concentration du traceur en fonction du temps afin de déterminer le flux passant à travers le forage ou la section considérée. Si le milieu est parfaitement homogène, cette méthode est facile à mettre en place. Si le milieu est hétérogène, il faut s'assurer que l'eau du forage soit homogénéisée en continu pour en déduire une concentration moyenne représentative du flux moyen. Par exemple, cette méthode a été utilisée au sein d'un petit obturateur pour caractériser la distribution des vitesses de Darcy sur un site alluvial (Englert, 2003). Les limites de cette méthode sont liées à l'injection car elle doit être instantanément homogène sur toute la colonne d'eau du forage. Cette méthode ne permet d'obtenir une vitesse moyenne que sur le temps de la décroissance du traceur. On ne peut donc pas avoir de chronique de l'évolution de la vitesse de Darcy dans le milieu.

Afin de palier à cette limite Brouyère et al (2003, 2005, 2008) ont mis en place une méthode de suivi de concentration de traceur en continu permettant ainsi d'avoir une chronique complète de la vitesse de Darcy en fonction du temps. De plus une homogénéisation est assurée par un système de pompage et de réinjection du traceur (Figure 1.15). Cette méthode appelée FVPDM (Finite Volume Point Dilution Method) prend en compte la vitesse d'injection et la vitesse de Darcy dans le milieu. Cette méthode fonctionne correctement si l'injection reste faible et constante, en effet

cette injection établit un équilibre local entre le flux injecté dans le forage et le flux présent dans le milieu issu du gradient régional. La vitesse de Darcy est estimée en mesurant l'évolution de la concentration du traceur grâce à la formulation mathématique initiée par Bidaux et Tsang (1991) en établissant un bilan de masse local entre l'injection et le flux naturel présent dans le milieu.

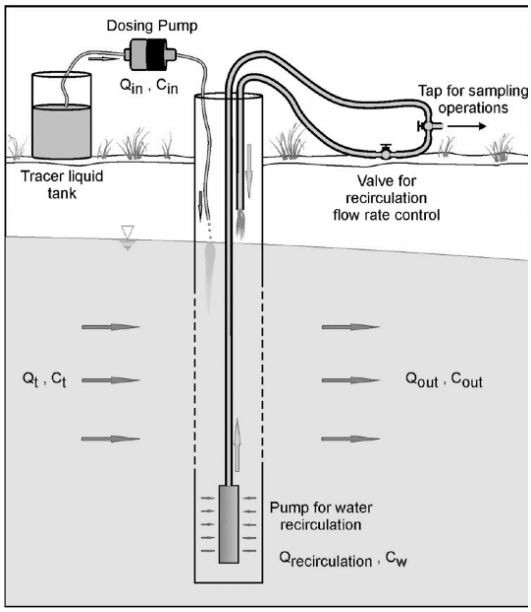

Figure 1.15 : Schéma du dispositif expérimental employé par Brouyère et al (2008).

Cette méthode permet donc une mesure en continu dans le temps. La vitesse obtenue est locale autour du forage et est intégrante sur toute la partie crépinée du forage. Le débit d'injection doit être contrôlé par une connaissance à priori des flux présents dans le milieu. De plus, la mise en place nécessite un apport d'eau et d'énergie non négligeable pendant le temps de l'expérimentation et est difficile à mettre en place pour des forages profonds.

4.1.b Profil de concentration

La méthode ponctuelle de dilution (PDM, Point Dilution Method) peut aussi être utilisée en suivant le profil de concentration plutôt qu'une valeur de concentration moyenne. Toujours en se basant sur le suivi de traceur dans le forage, Tsang et Doughty 2003 ont élaboré un modèle pour interpréter le suivi de la conductivité électrique du fluide en fonction de temps (FEC, *« Fluid Electric Conductivity »*) (Tsang and Doughty 2003, Doughty and Tsang 2005 Doughty et al 2005). La méthode consiste dans un premier temps à remplacer l'eau du puits par une eau

déionisée. Ensuite lors de la mise en route du pompage (quelques litres par minute) on observe l'évolution de la conductivité électrique de l'eau au sein du forage en fonction du temps (Figure 1.16).

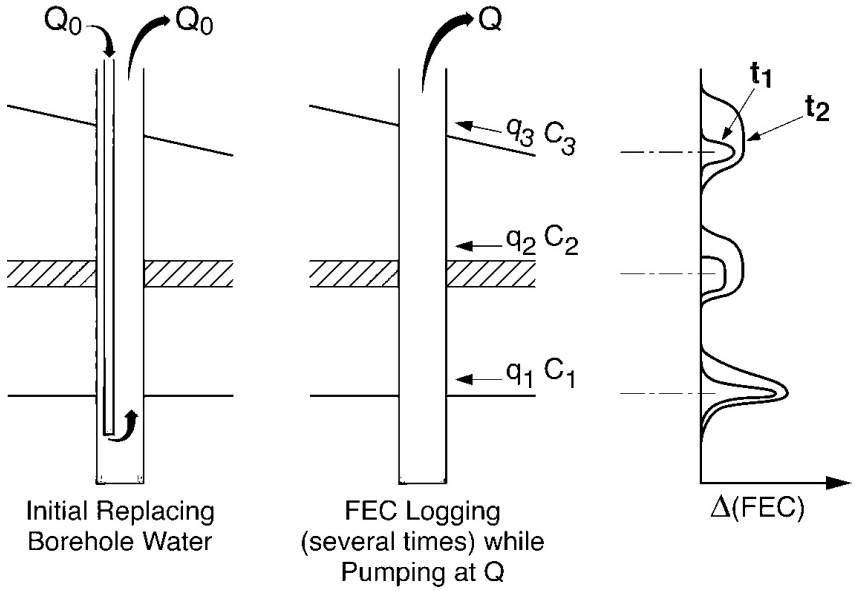

Figure 1.16 : Principe du dispositif et variation de conductivité attendue (Tsang and Doughty 2003).

Les diagraphies de conductivité obtenues en fonction du temps (Figure 1.17) sont ensuite analysées en comparant les variations temporelles à un modèle de flux et de transport (Bore II) (Tsang et al 1990, Doughty et al 2000). Grâce à cette approche, ils peuvent déterminer les concentrations, les propriétés hydrauliques, et les charges de chaque arrivée d'eau.

Les méthodes de traçage susmentionnées donnent des indications sur la vitesse de Darcy moyenne à travers le forage. Pour compléter ces données, Drost et al (1968) ont proposé de suivre le déplacement d'un traceur dans le milieu pour estimer les vitesses d'écoulement du fluide. Cette démarche a été poursuivie par White (1984), via l'intégration d'outils géophysiques. Le principe est d'imager le milieu par tomographie électrique (Mohrloch and Dietrich, 2001 ; Sandberg et al 2002), ou par tomographie radar (Day-Lewis et al, 2000 ; 2002, 2003), et de suivre au court du temps les variations de propriétés physiques induites par le déplacement du traceur (sel) au sein du milieu. Cependant, les travaux effectués montrent que la profondeur d'investigation est de l'ordre de quelques dizaines de mètres, et la résolution de l'outil est contrainte par le contraste de conductivité entre le soluté et l'encaissant et par la

complexité de la géologie du milieu. D'autres approches basées sur des outils de mesure plus ponctuels sont discutées dans la partie suivante.

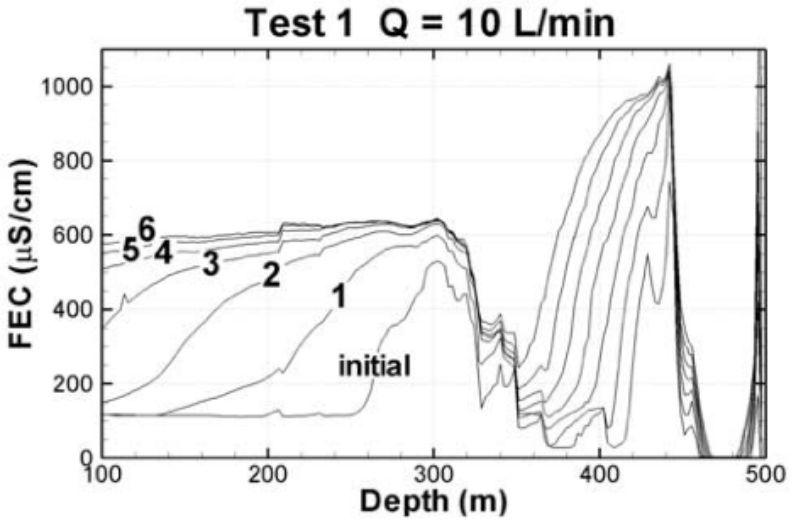

Figure 1.17 : Exemple de profil de conductivité électrique de l'eau suite à un pompage. Un profil est enregistré toutes les heures (Doughty et al 2000).

Les méthodes de traçage susmentionnées donnent des indications sur la vitesse de Darcy moyenne à travers le forage. Pour compléter ces données, Drost et al (1968) ont proposé de suivre le déplacement d'un traceur dans le milieu pour estimer les vitesses d'écoulement du fluide. Cette démarche a été poursuivie par White (1984), via l'intégration d'outils géophysiques. Le principe est d'imager le milieu par tomographie électrique (Mohrloch and Dietrich, 2001 ; Sandberg et al 2002), ou par tomographie radar (Day-Lewis et al, 2000 ; 2002, 2003), et de suivre au court du temps les variations de propriétés physiques induites par le déplacement du traceur (sel) au sein du milieu. Cependant, les travaux effectués montrent que la profondeur d'investigation est de l'ordre de quelques dizaines de mètres, et la résolution de l'outil est contrainte par le contraste de conductivité entre le soluté et l'encaissant et par la complexité de la géologie du milieu. D'autres approches basées sur des outils de mesure plus ponctuels sont discutées dans la partie suivante.

4.2 Mesure de vitesse d'écoulement

Les différentes techniques discutées ci-dessous permettent toutes de mesurer localement la vitesse ponctuelle d'un traceur, par exemple, le suivi de pulse de chaleur ou le suivi de particules.

-Passive Flow Meter :

Basé sur les traceurs (polluant déjà présent dans le sol ou traceur injecté) le PFM (*Passive Flow Meter*) (Hatfiel et al 2004, Klammer et al. 2006) mesure l'évolution de la réaction du contaminant avec un sorbant contenu dans un tube perméable équipant la sonde. La sonde est immergée à une profondeur donnée et après un temps d'exposition adéquat, pouvant durer plusieurs jours, l'outil est retiré afin de quantifier le taux de réaction et l'évolution du sorbant au sein du cylindre. Il est ainsi possible de quantifier la norme et la direction (dans une gamme de 15°) de la vitesse du fluide ainsi que le polluant passé à travers le cylindre. La longue période de mise en contact de la sonde avec le milieu fait que nous avons une vitesse locale moyennée sur plusieurs jours. Cet outil est donc avantageux dans le cadre de remédiations en condition ambiante ; il permet d'obtenir une vitesse de fluide et aussi d'obtenir un flux massique. Il est surtout très utile pour mesurer des vitesses lentes. La principale limite concerne les variations temporelles qui ne peuvent être observées : on obtient un champ de vitesse moyen. L'influence d'un flux vertical dans le forage engendre une perturbation de la mesure ne permettant pas de déduire des informations sur le flux massique et la direction.

-Point Velocity Probe :

Labaky et al (2007, 2009) ont mis en place le *« Point Velocity Probe »* (PVP), un outil basé sur le principe de traçage d'un colorant au sein du forage entouré de capteurs permettant ainsi de déterminer la direction et l'intensité du champ de vitesse au sein du forage. Cette méthode permet d'avoir une fenêtre d'observation de un centimètre de hauteur, et d'obtenir des vitesses assez élevées comprises entre 7.10^{-4} cm/s à 2.10^{-1} cm/s.

-Vertical Heat-pulse :

Outre les outils permettant la mesure de vitesse dans la colonne d'eau via la mesure d'un traceur, la mesure de vitesse peut également se faire via le traçage de la température. Cela suppose que l'on chauffe localement l'eau et que l'on regarde comment se déplace le panache de chaleur dans le forage.

Le débitmètre par pulse de chaleur (*heat pulse flowmeter*) fut mis en place initialement par l'US Geological Survey pour mesurer les flux verticaux à une résolution inférieures au cm/s. Cet outil fut décrit dans un premier temps par Kerfoot (1982, 1988), Hess (1982, 1986), et Paillet (1996). Après émission d'un pulse de chaleur (grille chauffante), la sonde mesure la vitesse d'écoulement en déterminant le temps d'arrivée du pulse au capteur de chaleur thermistor situé à une distance donnée (5 cm dans notre cas) (Figure 1.18). Le passage du fluide est souvent forcé par un concentrateur de flux afin d'augmenter la sensibilité de l'outil. Une calibration (vitesses mesurées en fonction des débits pompés) est effectuée afin de trouver le débit d'eau équivalent (m^3/s) à la mesure de vitesse d'écoulement. La résolution de l'appareil dépend beaucoup de la géométrie du système (type de concentrateur et diamètre du forage). Les vitesses minimales mesurables par ce type d'appareil sont de l'ordre du mm/s par seconde.

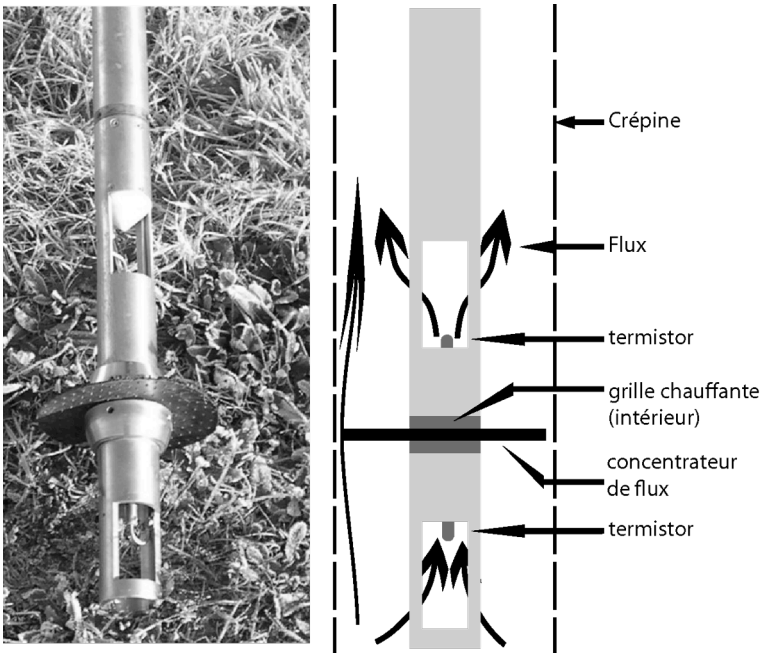

Figure 1.18 : Image et schéma dans un forage du heat pulse flowmeter (mesure de vitesse verticale ascendants et descendants).

Le débitmètre à hélice est utilisé en général en continu dans le forage avec un pompage sur le puits d'observation. Sa faible sensibilité ne permet pas en général

d'effectuer des mesures significatives en conditions ambiantes. En revanche, il permet de détecter rapidement les principales arrivées d'eau en condition de pompage. Le débitmètre à impulsion thermique, beaucoup plus précis que le micromoulinet, permet d'effectuer des mesures en conditions ambiantes. En revanche, il n'est pas possible de l'utiliser en continu, chaque mesure doit être réalisée en position fixe, ce qui nécessite beaucoup plus de temps pour effectuer les mesures, d'autant plus que chaque profondeur de mesure fait l'objet de trois ou quatre mesures pour s'assurer de la stabilisation des flux. Une autre limite de cet outil est la mise sous tension du générateur de chaleur qui ne peut émettre qu'un pulse de chaleur toutes les 40 secondes. D'autres outils comme le débitmètre électromagnétique (Century Geophysical Corp.) ou le Posiva Flow Log (HPFM avec obturateurs souples) permettent aussi de mesurer en continu les débits verticaux avec une excellente résolution.

Horizontal heat pulse flowmeter.

Le débimètre horizontal par pulse de chaleur (*horizontal heat pulse flowmeter)* ou Geoflo-meter (Kerfoot, 1982 et 1986 ; Kerfoot and Massard, 1985) utilise le le même principe que le *vertical heat pulse,* mais pour les mesure de vitesse horizontale. Il permet de déterminer l'intensité et la direction du champ de vitesse grâce à un chapelet de capteurs thermiques répartis de manière radiale autour de la source, l'ensemble étant contenu dans une chambre poreuse. Le passage du pulse de chaleur devant les capteurs thermiques permet d'obtenir l'intensité et la direction du champ de vitesse présent dans le forage. Cependant, la mesure doit prendre en compte les dispersions verticales et horizontales présentes dans ce dispositif et causées par les perturbations thermiques liées à la chauffe du système.

-ISPFS :

Toujours sur le principe de source chauffante, le US department of Energy Doe (1998) a mis en place une sonde destinée à mesurer les vitesses d'écoulements du fluide : *In Situ Permeable Flow Sensor* ISPFS. Il permet d'établir l'intensité et la direction de la vitesse du fluide. L'ISPFS est un cylindre chauffant installé de façon permanente dans le sous sol. La sonde reste à une température constante de 30°C (Figure 1.19.a). La présence d'un flux autour du cylindre engendre une variation de température et la géométrie de la variation de température autour du cylindre est

proportionnelle à l'intensité et à la direction du flux (Figure 1.19 b,c). La mise en place et le développement de l'outil sont documentés par Peterson (1994), Balard et al (1996). Les vitesses mesurables sont remarquablement faibles et comprises entre 3.10^{-5} et 3.10^{-7} cm/s pour une résolution de 3.10^{-7} cm/s. Cet outil est adapté aux champs de vitesse continus, ainsi une variation rapide liée à la mise en route d'un pompage ne peut pas être mesurée. Il est cependant adapté pour des mesures de vitesse sur de longues périodes. Il est possible d'obtenir les champs verticaux en regardant la variation de température le long de l'outil avec une résolution allant de 5.10^{-4} à 5.10^{-5} cm/s. Cependant, aucune étude de cas réel ne montre la faisabilité de la mesure avec une configuration de flux verticaux.

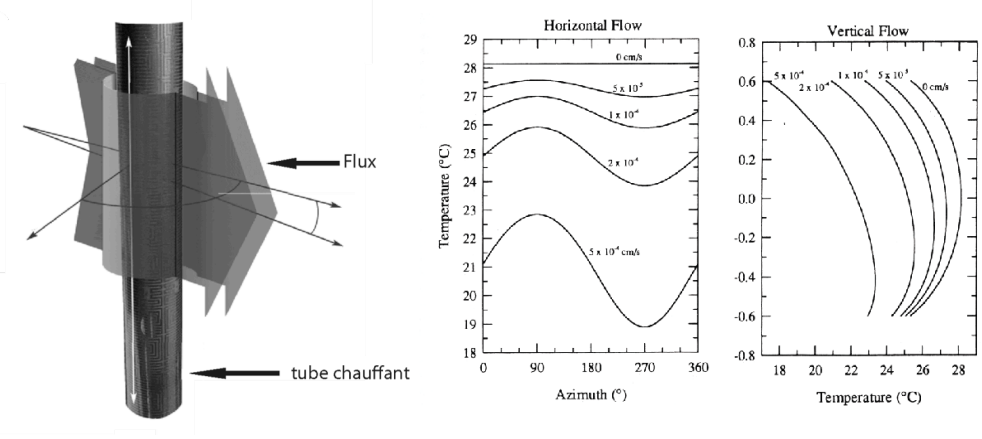

Figure 1.19 : a) ISFPS, principe d'évolution de la température autour du tube chauffant contraint par un flux ambiant b) profil de température en fonction de l'intensité des flux purement horizontaux, c) profil de température suivant des vitesses purement verticales. (d'après Ballard et al., 1996).

-Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) :

Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) est initialement développé par SonTek (1996) et Krauss et al. (1994) pour la mesure du champ de vitesse dans les cours d'eau ou en en milieu océanique. Il a été utilisé dans le cadre de forages non tubés présentant des flux importants par l'USGS (Newhouse et Hanson, 2000). Il est basé sur le déphasage des ondes acoustiques lié aux déplacements relatifs des particules par rapport à la source. Cette technologie est très employée dans le cadre de mesures de vitesse dans les canalisations. La gamme de vitesse mesurable est plus élevée allant de 10^{-5} à 10^{-2} cm/s, avec une erreur de mesure autour de 8%. En connaissant de façon préalable la section du tubage, il est possible de déterminer le débit total.

-Laser doppler vélocimétrie (LDA) :

Une autre technique de mesure de vitesse peut être employée sur le même principe que l'effet Doppler : *Laser Doppler Vélocimétrie* (LDA). Cette technique permet de mesurer très localement et instantanément la vitesse des particules présentes dans l'eau. On peut étudier des très grandes gammes de vitesses et sur les deux composantes horizontales et verticales, de plus il est possible de cibler de façon efficace les zones d'intérêt. Cependant la mise en place et le prix du dispositif ne sont pas adaptés à des mesures sur le terrain et encore moins dans les forages (Nancy, 2004).

Colloïldal borescope :

Il existe enfin des sondes de mesure de vitesse intégrant le déplacement des particules. Ces méthodes sont apparues grâce à la miniaturisation des outils optiques. La sonde Colloïdal borescope développée par le US Departement of Energy en 1993 (Kearl, 1997) est munie d'une caméra CCD et d'un rétroéclairage. Le *colloïdal borescope*, et distribué par Aquavision Environnement. La caractérisation du champ de vitesse s'effectue par le logiciel développé par Oak Ridge National laboratory. Elle est orientée via un compas et permet d'observer les particules naturelles présentes dans le forage. L'outil mesure 89 cm de long et a un diamètre de 4 cm, avec une fenêtre d'observation de 0,2 cm fixe à une profondeur donnée.

La détermination de la vitesse des particules s'effectue par comparaison des positions des particules entre deux images numérisées (Kearl et Romer, 1998). Cet instrument permet selon les concepteurs de mesurer des vitesses proches de zéro à des vitesses de 3 cm/s en détectant des particules de quelques microns. Kearl (1997) a pu mettre en exergue l'utilisation de cet outil dans le cadre d'écoulements horizontaux.

Les capacités de mesure et les applications de terrain ont été principalement évaluées par Kearl (Kearl et al. 1992, 1993, 1997, 1999 ; Korte et al. 2000). Cette sonde est présentée comme performante dans le cadre de la caractérisation en milieu homogène. Il faut cependant effectuer des mesures sur une période de temps considérable pour être certain de la direction et de l'intensité de la vitesse. La calibration de cet outil a été effectuée dans un banc d'essais constitué de sable (Kearl, 1997). L'expérience montre que pour des vitesses de plus en plus importantes, la variabilité de la direction et de l'intensité du flux est de moins en moins importante.

Les études en milieu naturel montrent que le champ laminaire horizontal se stabilise et devient mesurable au bout de 20 à 30 minutes.

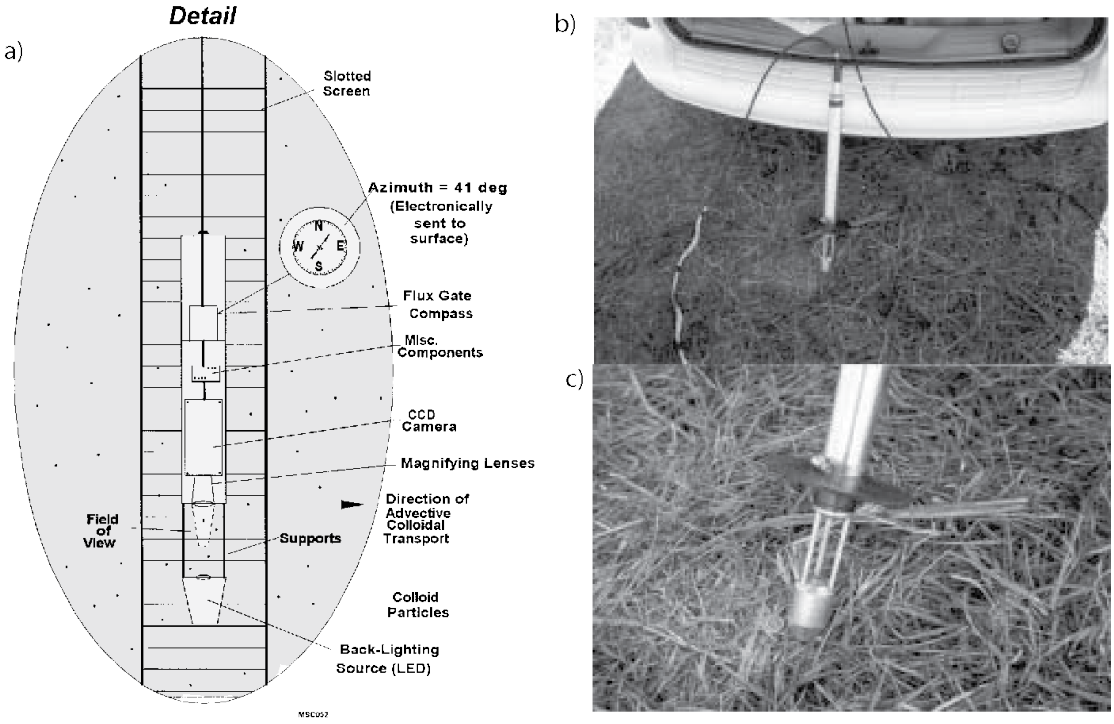

Figure 1.20 : a) Principe du Colloïdal borescope et caractéristiques du matériel, b) sonde avec câble d'alimentation, c) zoom sur la zone de mesure du dispositif le plan focal se trouve au milieu de cette zone (d'après Kearl, 1998).

Sur le même principe de mesure de flux par suivi des particules, Scott et al. (2006) ont mis en place le SCBFM (Scann Colloïdal Borescope FlowMeter) permettant la mesure avec l'observation des particules, mais sur une section de 20 cm sans pour autant bouger l'outil dans le forage. Cette latitude est donnée grâce à un zoom télécommandé permettant de déplacer le plan focal en fonction de la profondeur. La source lumineuse se trouve comme pour la colloïdale borescope à la base de l'outil. Une étude numérique sur le comportement des flux en forage crépine a montré que les mesures pouvaient être effectuées. Cet outil a permis des premiers développements expérimentaux, mais aucun nouveau travail en milieu naturel n'a été présenté actuellement.

La mesure de vitesses d'écoulement dans le milieu naturel est donc développée depuis longtemps pour quantifier directement la vitesse de Darcy dans le milieu. Cependant les études en milieu complexe sont encore rares.

5 Démarche proposée

Dans les paragraphes précédents, nous avons pu voir qu' une des questions clefs dans les milieux hétérogènes est d'arriver à imager les propriétés hydrauliques du milieu, que ce soit en terme de distribution mais aussi d'organisation spatiale, pour apporter des contraintes suffisantes aux modèles prédictifs, notamment pour prédire les propriétés de transport. Dans ce cadre, nous avons développé trois approches complémentaires : (i) une étude des liens entre fracturation, zones de déformation, et écoulements principaux observés sur le site expérimental de Ploemeur ; (ii) la réalisation d'un modèle numérique de débitmétrie destiné à imager les propriétés hydrauliques entre forage ; et (iii) le développement d'une nouvelle sonde permettant la mesure des vitesses d'écoulement horizontales en partenariat avec la division technique de l'INSU (Brest).

5.1 Caractérisation des structures porteuses des flux

Dans les milieux cristallins, les écoulements sont souvent extrêmement localisés dans quelques structures très difficiles à imager. Dans ce contexte, essayer de trouver un peu de déterminisme dans l'organisation des écoulements est souvent très difficile malgré un intérêt évident pour extrapoler des données ou pour modéliser le milieu. Par exemple, l'application spécifique d'une méthode d'interprétation dépend souvent de la représentation conceptuelle de l'aquifère étudié. La sélection d'une représentation passe par la sélection de certains paramètres déterminants qui vont influencer le comportement hydrogéologique (milieu homogène, double porosité, effet d'échelle, diffusion anormale, etc). L'applicabilité de ces approches passe donc par une connaissance aussi claire et bien définie du milieu considéré. Nous proposons de contribuer à la caractérisation des déformations présentes sur le site de Ploemeur. En effet, ce site en milieu cristallin se caractérise hydrologiquement par des perméabilités très élevées (Le Borgne et al. 2006b) qui ne s'expliquent qu'en faisant appel à une déformation du milieu qui reste mal connue. Dans le chapitre 2, nous proposons de définir les zones de déformation majeure à différentes échelles : de

l'échelle régionale (kilométrique) à l'échelle de la carotte de forage (centimétrique). Le lien avec les structures potentiellement porteuses de flux se fera à travers une corrélation entre les propriétés hydrauliques retrouvées par débitmétrie et les structures étudiées. L'objectif est également de synthétiser et valoriser certaines données acquises au cours de ma thèse.

5.2 Imagerie des propriétés hydrauliques du milieu

Un deuxième objectif est d'imager les propriétés hydrauliques du milieu. Pour cela, il est possible d'imager les propriétés du milieu à partir de méthodes géophysiques, mais les propriétés hydrauliques ne sont déduites qu'indirectement. Une des difficultés de l'approche est d'identifier les structures perméables porteuses des flux. D'autres approches sont beaucoup plus directes comme la tomographie hydraulique. Ce domaine est actuellement en plein développement pour imager les propriétés hydrauliques. Nous proposons dans le chapitre 3, une approche alternative basée sur un modèle de débitmétrie en forage.

L'intérêt des méthodes de débitmétrie est leur facilité de mise en place sur le terrain entre un puits et plusieurs puits d'observation. Toutefois, les modèles développées pour interpréter les données reposent tous sur des solutions analytiques impliquant certaines hypothèses simplificatrices. Pour établir une typologie plus complète des réponses hydrologiques attendues en fonction de la géométrie des fractures et de leurs propriétés hydrauliques, nous avons réalisé un premier modèle simple d'expériences de débitmétrie. Outre une typologie des réponses, ce modèle doit in fine servir de base à un modèle d'inversion et nous permettre de mieux caractériser les limites de l'approche développée. Une des questions sera d'être capable d'inverser les variations de flux et de charge sur toute la gamme de temps observable en prenant en compte explicitement les effets d'emmagasinement de forage. Nous établirons également la sensibilité de la réponse aux différents paramètres hydrauliques et à la géométrie des fractures sur les flux. Nous appliquerons ensuite notre modèle FemFrac à un cas naturel.

5.3 Mesure de vitesses horizontales par PTV : développement expérimental

La connaissance de la variabilité des champs de vitesse présents dans le milieu naturel est un élément important, car elle permet de contraindre les gammes de temps de transport dans le milieu considéré. La validation d'un modèle prédictif de transport passe par la cohérence entre les flux calculés et les flux mesurés. Comme peut l'illustrer la Figure 1.21, les informations apportées par les flux impliquent une contrainte très forte permettant d'affiner les comportements des modèles. C'est à partir de cette validation que l'on pourra être certain de la prédiction des modèles de transport.

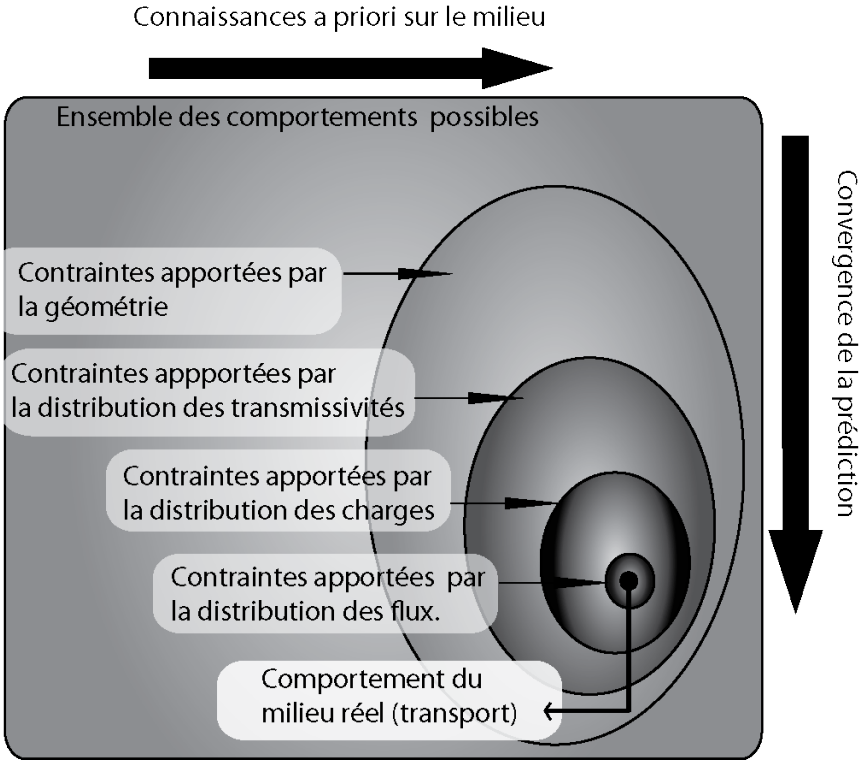

Figure 1.21 : Apport des informations à priori sur la justesse de la prédiction des modèles de transport.

Les méthodes de caractérisation des vitesses en forage sont nombreuses. Les derniers développements des essais de traçage en forage permettent de caractériser la vitesse de Darcy sur de longues périodes (Brouyère et al, 2008). Cependant, ce dispositif implique une mise en place assez conséquente et surtout l'emploi d'un traceur. Par conséquent, il ne peut être employé dans tous les aquifères comme dans les zones d'adductions en eau potable par exemple. De plus, cette méthode est très

bien adaptée dans le cadre de milieu supposé homogène, car le forage est pénétrant sur toute la section que l'on veut caractériser. Or dans le cadre de milieu hétérogène la caractérisation des zones transmissives implique une localisation de la mesure par dilution entre obturateurs.

Afin d'effectuer des mesures sur une large gamme de vitesse tout en ayant un système d'acquisition souple nous avons opté pour le suivi de particule. Ce principe de mesure semble être prometteur dans la mesure où les traceurs sont les particules déjà présentes dans le milieu. La caractérisation du champ de vitesse par cette méthode permet de descendre jusqu'à des vitesses faibles. De plus, n'étant pas limitées par le traceur, les acquisitions de vitesse peuvent s'effectuer sur de longue période de temps ainsi que sous différentes conditions de pompage.

Cependant, dans les milieux hétérogènes les flux sont très localisés il faut donc pouvoir explorer les zones d'intérêt sans perturbé la colonne d'eau. Les outils actuels de mesure de vitesse par suivi de particules ont une fenêtre d'exploration très limitée. C'est pour cela qu'a été développé un nouvel outil d'exploration et de mesure de vitesse horizontale *Pivef* (Particule velocity en forage) pouvant observer les trajectoires des particules sur une large fenêtre et sur une profondeur de 50 cm sans mouvement de la sonde. Je présente dans le chapitre 4, une étude des potentialités de cette sonde à travers une étude de laboratoire ainsi que sur le terrain. L'objectif est de définir la gamme des vitesses mesurables avec la sonde et de quantifier les perturbations induites par l'outil. Une application de terrain permettra de discuter des potentialités de l'outil.

A travers ces trois approches, nous cherchons donc à apporter des contraintes tant sur la géométrie et les propriétés des structures porteuses des flux que sur les vitesses d'écoulement elle-même

Chapitre 2 : Déformation et flux sur le site de Ploemeur

Introduction

Les ressources en eaux souterraines sont classiquement évoquées comme étant des réserves majeures en eau douce. Ces réserves sont, pour la plupart du temps, associées aux grands bassins sédimentaires (BGR-UNESCO, 2008). Ces roches sédimentaires ne représentent pas uniquement les seules réserves en eau. En effet, les roches cristallines (cratons, roches plutoniques et métamorphiques) constituent un paysage hydrogéologique important (Lachassagne, 2008). Toutefois, en termes de ressources en eau, ces milieux, sont plutôt vus comme des zones peu perméables où les circulations hydrogéologiques sont très superficielles, et où l'altération est importante pour améliorer la perméabilité du milieu (Wyns et al. 2004). Les milieux constitués de roches métamorphiques et magmatiques se caractérisent en effet par des perméabilités globalement très faibles, cependant les systèmes de fracturation issus de l'histoire tectonique peuvent engendrer des hétérogénéités structurales, pouvant induire des zones de forte circulation dans les fractures.

Les milieux cristallins ont été également beaucoup étudiés dans le cadre du confinement de déchet radioactif (Berkowitz, 2002). Différentes études sur site ont été effectuées, parfois à plusieurs centaines de mètre de profondeur afin de caractériser dans le milieu naturel, les réseaux de fractures qui sont les seules sources potentielles de perméabilité. On peut citer le site d'Aspö en Suède (Tsang et al. 1996) ; le site suisse de Grimsel, le projet FEBEX (full-scale engineered barrier experiment) (ENRESA, 1998, Martinez-Landa et Carrera, 2005, Martinez-Landa, et Carrera, 2006) ; le site de Mirror Lake (Angleterre) (Shapiro and Hsieh, 1991, Tiedeman et al, 1998). Ces études impliquent en général des essais hydrogéologiques (essais de pompage, essais entre obturateurs, traçage) à différentes échelles afin de caractériser les effets d'échelles potentiels (de Dreuzy et al., 2001a, 2001b, Le Borgne et al, 2004) qui sont parfois observés, notamment sur la perméabilité. Pour cela, il est souvent nécessaire de combiner plusieurs approches ou méthodes d'imagerie pour caractériser le milieu, et décrire l'organisation des écoulements.

Entre ces études sur le socle superficiel et son altération (Lachassagne, 2008) et les études menées dans le cadre de la caractérisation de site potentiels d'enfouissement de déchets radioactifs, il y a eu relativement peu d'études sur des exemples d'aquifères de socle relativement productifs. Le site de Ploemeur

(Touchard, 1999, Le Borgne et al., 2004) est caractérisé par la présence de zones très conductrices à une profondeur d'environ 100 mètres de profondeur qui permet un débit de pompage exceptionnel de l'ordre de 110 m^3/h depuis 1991. Bien que la matrice soit très peu perméable, on observe un réseau de fractures très perméables (Le Borgne et al., 2006a, 2006b). A priori, ce site ne semble pas correspondre au modèle général proposé par Wyns (1998), où les aquifères cristallins sont décrits par un niveau d'altérite superficiel qui assure la majeure partie des flux et dont le volume d'eau disponible est faible. Il s'agirait plutôt de quelques grands accidents tectoniques qui soient responsables de la perméabilité élevée observée sur ce site. En particulier, le site de pompage se trouve en particulier à l'aplomb d'une faille N20 et d'un contact lithologique entre les micaschites du Pouldu et le granite de Ploemeur (Touchard, 1999, Le Borgne et al., 2004). Toutefois, ces grandes structures n'ont pas pu être clairement identifiées en forage. Par ailleurs, les arrivées d'eau majeures ont été observées soit dans des zones identifiées comme des mylonites, donc marqueur d'une très forte déformation, soit dans des filons de pegmatites fracturés (Touchard, 1999).

Afin d'essayer de caractériser plus finement les structures à l'origine de la perméabilité si élevée de ce site, nous étudions dans ce chapitre les relations entre les flux et les zones de déformations. L'enjeu est de comprendre en quoi les déformations contrôlent les écoulements et s'il est possible de développer une approche déterministe de caractérisation des flux à partir des zones de déformations de grande échelle. L'objectif est également d'essayer de mettre en valeur des mesures effectuées sur le site au cours de ma thèse, que ce soit pour caractériser le milieu ou les flux. Nous avons en particulier étudié un forage carotté effectué au sein de la zone de pompage, afin de faire une description fine *in situ* de la géologie du site. En parallèle, nous avons utilisé des diagraphies géophysiques en forage afin d'essayer d'extrapoler les déformations observées sur l'ensemble du site. Enfin, l'imagerie a été abordée à l'échelle globale avec une campagne de prospection gravimétrique initiée en Master 2 pour caractériser à grande échelle les principales structures géologiques présentes. En parallèle, des mesures de débitmètrie en forage et entre forages ont été effectuées (essais de débitmètrie en forage simple et test d'interférence) pour déterminer les propriétés hydrogéologiques les principales zones d'écoulement. Ces données complètent celles acquises par Le Borgne et al. (2006a, 2006b).

Dans le paragraphe suivant, nous commençons par présenter le site de Ploemeur, afin de comprendre dans quel contexte géologique global s'inscrivent les structures géologiques présentes, pour ensuite, s'intéresser à sa particularité hydrogéologique.

1. Le site de Ploemeur

1.1 Présentation du site

1.1.a Contexte sociétal

En 1990, les besoins en eau potable en période estivale ont poussé la commune de Plœmeur à effectuer des forages de reconnaissance en vue d'une exploitation en eau potable sur sa commune. Suite à un appel d'offres, une campagne de prospection hydrogéologique a été lancée malgré la présence de terrains cristallins réputés imperméables (Touchard 1999). Cela a conduit à la découverte du site de Kermadoye où a été identifiée une zone de forte perméabilité apte à fournir la totalité des besoins en eau des 18000 habitants de la commune de Ploemeur.

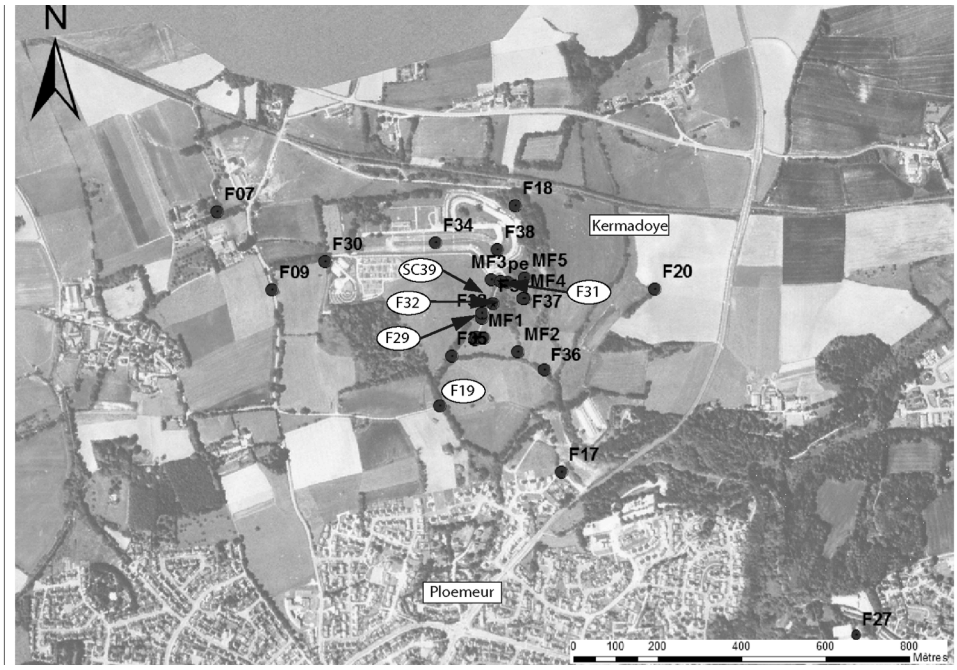

Figure 2.1 : a) Localisation des forages sur le site de pompage principal de Kermadoye.

Ce site est donc devenu la principale ressource en eau souterraine de toute la commune. Le site de Kermadoye en bordure de la commune de Ploemeur s'étend sur une surface de quelques km2 (Figure 2.1). Un périmètre de protection a été établis suivant le plan d'occupation des sols de 1999. Le site se constitue de 3 puits de

pompage principaux pouvant assurer un débit de pompage maximum total de l'ordre de 150m3/h.

1.1.b : Contexte scientifique.

Depuis 2002, le site de Ploemeur fait partie du centre d'observatoire de recherche en environnement et hydrogéologie (ORE H+). Le site de Ploemeur fait partie des 4 principaux sites (Ploemeur, Poitiers, Cadarache, Majorque) de l'observatoire dont la principale mission est de maintenir et de coordonner un réseau de sites expérimentaux capables de fournir des données pertinentes – y compris des chroniques ou expériences long terme – pour la compréhension du cycle de l'eau et des éléments transportés dans les aquifères. La particularité du site de Ploemeur est d'y observer des écoulements très rapides, localisés dans quelques zones fracturées très perméables bien que les roches présentes soient constituées de granites et de micaschistes, roches classiquement considérées comme peu perméables. Par ailleurs, l'exploitation du site associée aux écoulements localisés dans quelques fractures, implique des circulations très rapides dans le milieu souterrain. Comme le rappelle la plaquette de l'ORE H+, le site est suivi par une équipe de l'IFR CAREN et de l'UMR Géosciences Rennes en collaboration avec la Régie municipale «Eau et Assainissement» de la Ville de Ploemeur, pour :

- étudier la réactivité chimique du milieu et en particulier l'évolution de la qualité chimique des eaux en lien avec l'exploitation
- analyser la vulnérabilité de l'aquifère face aux variations climatiques et aux changements d'occupation des sols
- développer des méthodes d'imagerie des flux souterrains et de mesure des vitesses d'écoulement dans des milieux fortement hétérogènes
- tester des nouvelles méthodes de caractérisation du milieu (en forage ou en surface)
- développer les méthodes de suivi des déformations du sol en relation avec les variations de niveaux de nappes
- mesurer la distribution des temps de résidence et estimer les distributions des temps de transferts.

- acquérir les données nécessaires pour tester et valider les méthodes de modélisation hydrogéologique adaptées aux milieux fracturés.

Ainsi, après le travail préliminaire de Touchard (1999), plusieurs thèses ont porté en partie sur le site de Ploemeur (Le Borgne, 2005, Ayraud, 2006, Belghoul, 2007, Le Druillennec, 2009, Biessy, 2010).

1.2 Contexte Géologique régional

Le site de Ploemeur se constitue de roches de socle appartenant au massif armoricain qui s'étend de l'Orne jusqu'à la Bretagne.

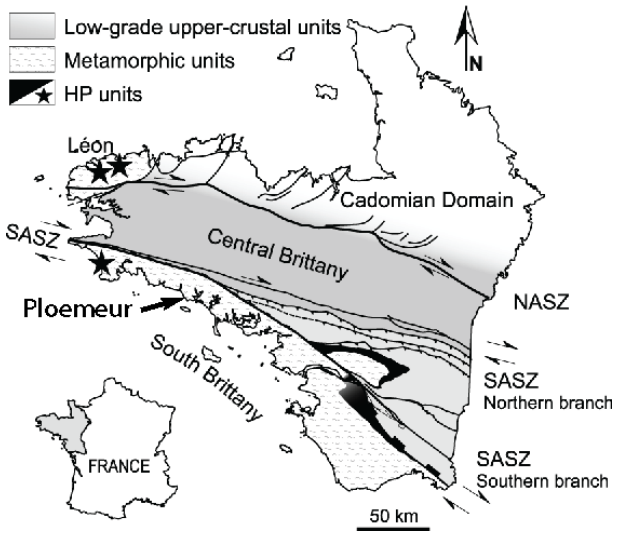

Figure 2.2 : Domaines métamorphiques majeurs du massif armoricain, issus des étapes successives de la collision Hercynienne. SASZ et NASZ sont respectivement les branches Sud et Nord du cisaillement armoricain (Gumiaux, 2004).

Le massif armoricain est une chaine de montagnes ancienne datant de l'Hercynien. Il est caractérisé par trois grands cisaillements : le cisaillement Nord armoricain (Watts et Williams, 1979, Goré et Le Corre, 1987) et les branches Nord et Sud du cisaillement Sud armoricain (Jegouzo, 1980). Ces cisaillements sont jalonnés de granites syncinématiques, dont l'âge de déformation correspond au Carbonifère (Berthé et al., 1979a, 1979b, Bernards Griffiths et al., 1985).

Ces grands cisaillements fonctionnent encore pendant l'histoire tardive de la collision. Ils recoupent des structures plus précoces ; de grands domaines sont ainsi individualisés. Ceux-ci sont reconnus à travers les études cartographiques du massif armoricain (Le Corre et al., 1991).

Les cisaillements définissent trois domaines: le domaine Nord armoricain, le domaine centre armoricain et le domaine Sud armoricain. Une description globale est disponible d'après Gumiaux, 2003.

Domaine Nord armoricain :

Les roches sont datées de l'histoire orogénique Cadomienne ; les unités ont subi une déformation ductile tout au long de cette période. Le contexte tectonique peut se lire en allant du Sud-Est vers le Nord-Ouest. La déformation montre deux épisodes majeurs avec, tout d'abord, un épisode Cadomien, où le milieu subit des déformations ductiles pendant le raccourcissement continental et océanique. La fin de la déformation à 540 Ma est marquée par la mise en place de granites. Puis, lors d'une seconde période de déformation pendant la collision Hercynienne, le socle Cadomien s'est comporté de façon fragile, avec des déformations concentrées principalement sur les accidents hérités.

Domaine centre armoricain

Celui-ci est constitué principalement de dépôts sédimentaires depuis le Briovérien et pendant la phase d'extension du Cambrien. Les sédiments sont déposés de façon anormale sur le socle.

Domaine Sud armoricain

Il fait partie de la zone interne de la chaine Hercynienne. Il est composé de roches métamorphiques, présentant une déformation ductile intense. Trois ensembles de roches métamorphiques sont définis :

- les unités supérieures sont caractérisées par un métamorphisme de type haute pression – basse température.

- les unités intermédiaires, essentiellement composées de micaschistes, présentent un métamorphisme allant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Audren, 1986, Tribouet et Audren, 1988, Goujou, 1992).

- les unités inférieures contiennent des roches migmatites et des granites d'anatexie. Ces unités sont toutes séparées par des contacts plats et peu pentés, qui présentent, en carte, des contours très sinueux à travers le domaine.

Des études ont permis de préciser l'histoire et l'agencement de ces structures géologiques :

- un épaississement crustal précoce de ce domaine pendant la collision, avec la mise en place d'unités de haute pression et basse température.

- un amincissement du domaine Sud armoricain.

La déformation ductile intense est caractérisée par une foliation à faible pendage et des déformations qui montrent un régime d'aplatissement visible sur les micaschistes. Une linéation d'étirement N110° en moyenne est visible dans ces roches d'étirement vertical à l'échelle régionale.

Les unités inférieures se présentent sous forme de dômes métamorphiques, composés de migmatites de moyenne pression – haute température (Brown et Dallmeyer, 1996), de granites d'anatexie avec quelques niveaux isolés de granulites.

Au niveau du golfe du Morbihan, les contacts entre les unités intermédiaires et inférieures peuvent se présenter sous deux formes principales par des détachements se localisant parfois au toit des dômes migmatitiques des unités inférieures, et des leucogranites syncinématiques (Gapais, 1993).

La datation des différents faciès de ces unités, mises en place lors de l'amincissement du domaine Sud armoricain, est donnée par l'âge des granites syntectoniques ; dans le domaine Sud armoricain, cet âge est fixé, pour la partie Nord du cisaillement Sud, autour de 310 Ma à 300 Ma (Bernard-Griffths et al., 1985, Le Hebel et al., 2002).

Vers la fin du mouvement hercynien, ce met en place une famille de failles décrochantes dextres de direction principale N150° (Lefort 1973) affectant l'ensemble des domaines. Ces failles qui compensent aussi le mouvement sud armoricain (Vigneresse, 1988) ont été actives même pendant le Cénozoïque inférieur ou moyen (80Ma) (Lefort, 1999). Dans la partie sud ses failles affectent aussi le Miocène (-15 Ma) montrant encore une activité beaucoup plus jeune (Lefort, 1975).

Nous observons qu'à l'échelle régionale, le domaine sud armoricain présente une grande variété de structures géologiques couplées à des ensembles de fracturation complexe liès à son histoire tectonique.

1.3 : Description géologique locale.

1.3.a : Connaissances à l'échelle du site.

Le site d'exploitation se situe sur une zone de contact principalement Est-Ouest entre les micaschistes du Pouldu et le leucogranite de Ploemeur (Figure 2.3). Le granite de Ploemeur fait partie de la ceinture de granite syntectonique définie par Horrenberg, 1969. La mise en place de ce granite est datée autour de 304 ± 6 millions d'années (Bernard-Griffit et al., 1985). C'est un leucogranite alcalin à calco-alcalin peu calcique à grain fin a moyen. Il est recoupé par des filons d'aplite et quelques filons de pegmatite résultant de la cristallisation fractionnée d'un magma différencié. Les faciès observés sur ce granite sont à texture granoblastique au Sud du massif, le facies au Nord présente le long de la bordure une cataclase plus développée. Au nord du site nous observons des micaschistes. Ce faciès présente une texture planaire due à l'orientation discrète des micas et à l'étirement de grains de quartz. Une des caractéristiques essentielles de la zone de contact est l'alternance importante sur plus d'une centaine de mètres entre micaschistes et granite du fait que l'on se trouve au toit du granite (Touchard 1999). Ainsi des enclaves de micaschiste sont observées dans le granite alors que des filons d'aplites ou de pegmatites ont été injectées dans l'encaissant (les micaschistes). En conséquence, il n'est pas surprenant d'observer dans les forages de Kermadoye des alternances successives de granite et de micaschistes. Cette variabilité des lithologies rencontrées rend très difficile la localisation précise du contact, mais aussi l'utilisation de la plupart des méthodes géophysiques. Ce contact est faiblement penté (30 à 40°) vers le Nord.

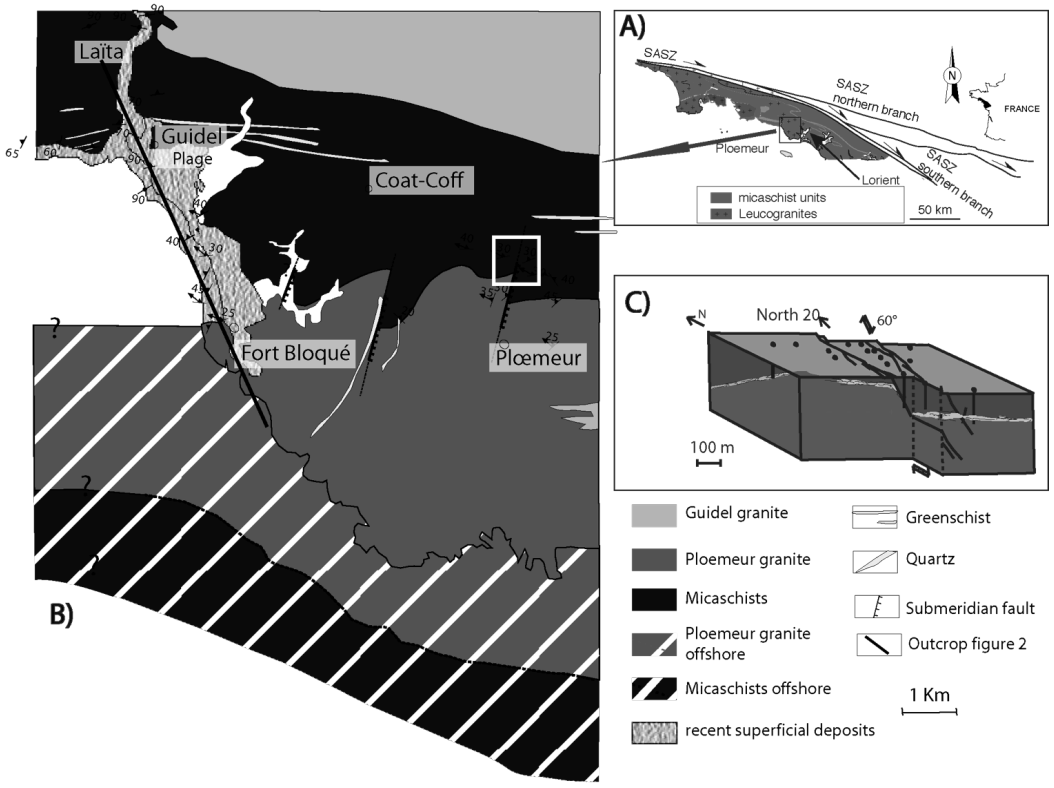

Figure 2.3 : a) Localisation et contexte géologique du site de Ploemeur. b) Carte synthétique de la zone de contact (d'après Horrenberger, 1969, Audren, 1993, Touchard, 1999 modifiés). c) Schéma du contact local à pendage Nord recoupé par des fractures subverticales décrochantes de direction Nord 20 (Le Borgne, 2004, modifié).

L'ensemble est recoupé par des fractures subverticales d'orientation préférentielle Nord 20°. La zone de pompage se trouve d'ailleurs le long d'un accident Nord 20° au contact entre les micaschistes et le granite (Figure 2.3.c). Ces accidents ont des pendages estimés à 70° vers l'Est et ont un jeu à la fois dextre et normal qui décalent les micaschistes vers le Sud (Figure 2.3 b et c).

1.3.b : Données de foration.

Sur le site de Kermadoye, les seules informations disponibles sur la lithologie sont celles des rapports de foration et correspondent à l'analyse des cuttings. Dans un milieu aussi complexe, caractérisé par une alternance de lithologie, ces données sont parfois inexactes et insuffisantes pour identifier clairement les zones les plus productrices. Jusqu'au milieu des années 1990, les zones les plus productrices, notamment sur les forages d'exploitation, sont souvent associée à des mylonites dans les rapports de foration. Il est important de noter aussi que les arrivées d'eau sont souvent associées à des chutes d'outils sur quelques mètres. Toutefois, de nouvelles

données acquises lors de la thèse de Frédéric Touchard, suggèrent que les arrivées majeures soient plutôt associées à des pegmatites fracturées (Touchard, 1999). Deux forages ont pu être caractérisés par imagerie optique (F30 et F20), les autres étant tubés crépinés pour la plupart. Malheureusement ces deux forages ne sont que de peu d'intérêt pour étudier les flux, puisque l'un est peu perméable alors que l'autre s'est partiellement éboulé.

Plus récemment, un forage carotté a été réalisé sur le site expérimental de Stang er Brune, situé à 1,5 km du bord de mer et 3 km du site de Kermadoye (Belghoul, 2007). Le site est constitué de six forages, dont un forage carotté (B1). Trois autres forages en trou nu ont également été caractérisés par imagerie optique. Une étude pétrophysique, à partir des échantillons du forage, a été effectuée par Belghoul (2007) afin de caractériser les propriétés physiques y compris la perméabilité et la porosité, de la matrice rocheuse micaschistique et granitique. De manière analogue à Kermadoye, on se trouve dans le contact granite-micaschistes puisque dans tous les forages, on observe des micaschites qui reposent sur le granite. On observe toutefois, beaucoup moins l'alternance plus ou moins complexe de micaschistes et d'intrusions granitiques observée sur le site de Kermadoye. Les fractures y sont nombreuses, mais un très faible nombre d'entre elles, de très faibles épaisseurs, concentrent l'essentiel des écoulements (Le Borgne et al., 2007). La fracturation se caractérise selon deux gammes : au sein des micaschistes, les fractures ont une direction N140 et un pendage de 30-40° vers le Nord, alors que dans le granite les fractures présentent plutôt une direction N290 et des pendages plus importants, proches de 70°.

1.3.c : Géophysique de surface.

Afin de contraindre plus localement la géométrie des principales structures géologiques du site de pompage de Kermadoye, différentes méthodes géophysiques ont été utilisées (Frédérique Touchard, 1999) : le VLF (Very Low Frequency), de la sismique et des panneaux électriques.

La méthode VLF permet de caractériser la résistivité apparente de surface. Une campagne autour de la zone de pompage, suivant des profils Est-Ouest, a été réalisée. Elle a permis de définir une zone de plus faible résistivité apparente orientée et localisée sur la zone de fracture N20. Cependant les profondeurs d'investigation

étant limitées à une vingtaine de mètres, cela n'a permis de caractériser que les roches superficielles pouvant être localement plus ou moins altérées. Il est possible que cette zone de faible résistivité corresponde soit à une variation des propriétés physiques de la matrice, lié à la fracturation ou à l'altération, ou à la présence d'eau dans les structures.

Une campagne de résistivité électrique a également permis de détecter des niveaux d'altérite et les limites latérales de la zone de Nord 20°, soulignées à l'Ouest par des remontées de résistivités latérales correspondant à la présence du granite. Les résistivités « vraies » observées sont supérieures à 1000 ohm.m pour le granite, et de 600 ohm.m pour le micaschiste. Les structures sont beaucoup moins résistives à l'aplomb de la zone de pompage avec des valeurs de résistivité de 20 ohm.m. Bien que les panneaux électriques montrent une certaine variabilité de la résistivité, les données sont cohérentes pour définir les grands ensembles soit de granite ou de micaschistes sains ainsi que la faille N20.

Une campagne de sismique réflexion haute résolution a aussi été effectuée (Touchard, 1999). Bien que cette approche soit *a priori* moins intégratrice, le milieu très complexe, génére de multiples réflexions rendant les données peu exploitables pour identifier précisément des structures. La corrélation du signal sismique avec les structures ne peut se faire qu'au proche des forages où l'on connaît explicitement la position des structures.

Pour conclure sur les structures, le site de Kermadoye apparaît comme un milieu complexe, difficile à imager, et où il est difficile de lier les observations en forages à celles à l'échelle du site. Pourtant, comme nous allons le voir dans la partie suivante, le site est très bien connecté d'un point de vie hydrogéologique (Le Borgne et al., 2006b).

1.3 Contexte hydrogéologique

Lorsque l'on regarde une carte piézométrique du site (Figure 2.4), on s'aperçoit que l'ensemble des données est parfaitement cohérente avec le développement d'un cône de dépression kilométrique. Toutefois, notons que l'essentiel des piézomètres est situé le long de la zone de faille N20° et qu'il manque sans doute des informations à l'Est et au Nord pour caractériser les limites du cône de

rabattement. Le cône de rabattement présente une certaine asymétrie avec un gradient de charge beaucoup plus prononcé à l'Ouest. Le compartiment à l'Ouest de la faille N20 semble beaucoup moins bien connecté en accord avec des observations antérieures (Touchard, 1999). Globalement, la géométrie du cône de rabattement se corrèle assez bien avec les grands ensembles géologiques présents sur le site.

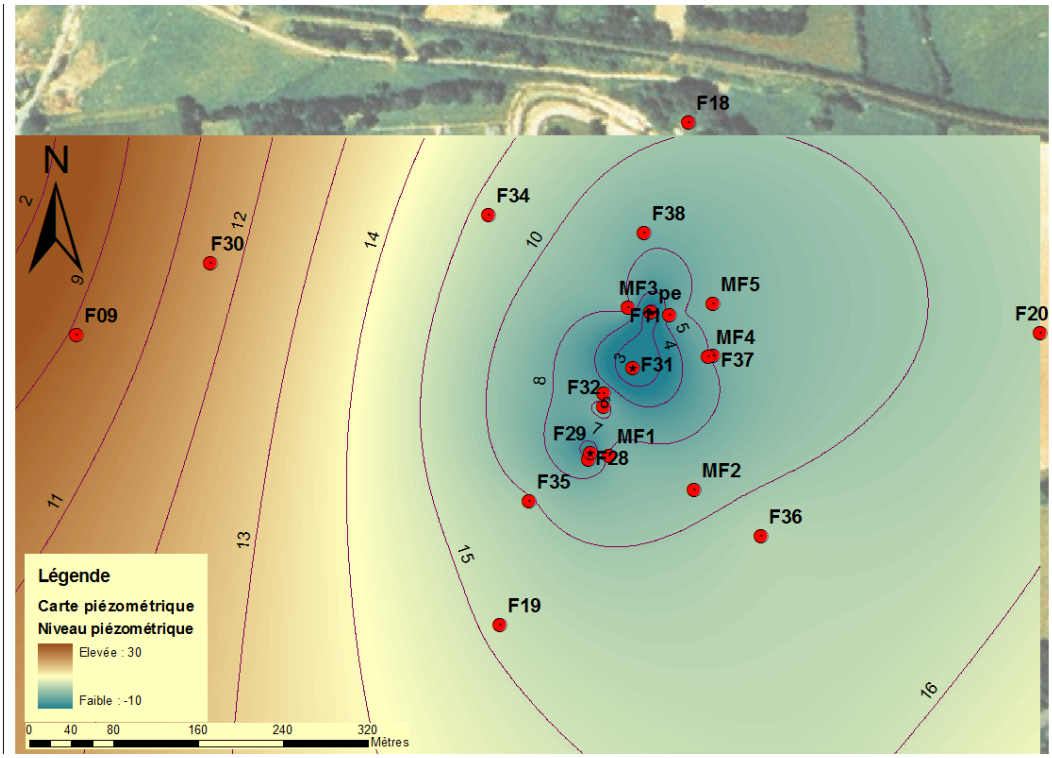

Figure 2.4 : Carte piézométrique du 30/11/2006 sur le site de Kermadoye. Carte interpolée à partir des données piézométrique hauteur N.G.F.

Ainsi, malgré le fait que les principales arrivées d'eau soient extrêmement localisées dans quelques fractures, parfois sur un ou deux mètres, la distribution des charges est très régulière et cohérente à l'échelle du site. La mesure des paramètres hydrogéologiques (T, S) montre également une certaine homogénéité, au moins pour la transmissivité (Figure 2.5). Même si à l'échelle du puits, on observe une plus grande variabilité, les valeurs de transmissivité déduites d'essais de pompage longue durée tendent vers 2.10^{-3} m^2/s à l'échelle du site (Le Borgne et al, 2006b). Le coefficient d'emmagasinement présente toutefois une variabilité plus importante.

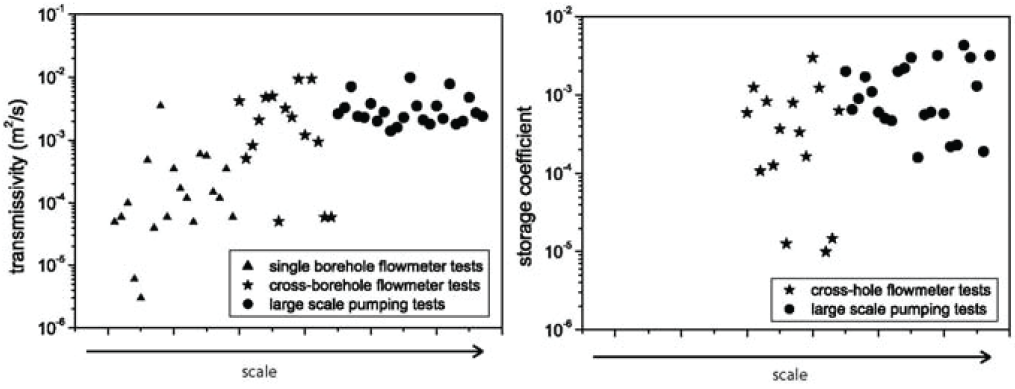

Figure 2.5 : Estimation des propriétés hydrogéologique sur le site de Plœmeur en fonction de l'échelle d'investigation (Le Borgne et al., 2006b).

1.4 Conclusion

Malgré le nombre de données importantes recueillies sur le site de Ploemeur, on ne dispose malheureusement pas d'un forage carotté qui permettrait d'associer les arrivées d'eau à des échantillons de roches. Une caractérisation pétrophysique poussée a déjà été effectuée sur le site de Stang Er Brunn (Belghoul, 2007). Cependant, cette étude portait sur un site annexe ne présentant pas un débit aussi important que celui de Plœmeur, ni des arrivées d'eau aussi productrices sur quelques mètres.

Pour essayer d'effectuer une corrélation explicite entre structure et flux, nous avons analysé les données du forage carotté (forage SC39) réalisé en février 2007 au sein du site de pompage. Ces observations sont confrontées à des mesures de flux en forage pour déterminer les structures porteuses des flux. Nous essayons également d'utiliser les données de diagraphie de ce forage, où l'on dispose également de la géologie, pour interpréter le signal géophysique mesuré sur d'autres forages tubés. Cette démarche a pour but d'essayer de caractériser à différentes échelles l'origine des principales zones transmissives. Les résultats sont également discutés à l'échelle plurikilométrique, grâce à une étude gravimétrique réalisée à partir de mesures de surface. Cette étude, qui a été réalisée durant mon stage de M2, fait l'objet d'un article rédigé durant ma thèse (Ruelleu et al., 2010).

De nombreuses autres méthodes de caractérisation du milieu auraient également pu fournir des informations précieuses sur les principales structures porteuses des flux. Toutefois, elles auraient nécessité d'autres moyens ou d'autres

développements méthodologiques qui auraient dépassé le cadre de l'étude. Ici, l'objectif est surtout de valoriser les données acquises sur le forage carotté.

2 Caractérisation géologique et géophysique à différentes échelles

2.1 Caractérisation du forage SC39

Pour essayer d'effectuer une corrélation explicite entre structure et flux, nous avons effectué un forage carotté (forage SC39) au sein du site de pompage. Ce forage de 110 mètres de profondeur a été effectué 2007. Pour recouper les zones de mylonites, l'idéal aurait été de se placer au plus près des forages les plus productifs. Cependant, pour ne pas modifier la turbidité de l'eau du puits de pompage suite à la foration du puits SC39, le forage n'a pas été effectué juste à côté des puits de pompages principaux, mais à 10 mètres du forage F32 (Figure 2.1), ancien forage exploité dans lequel a été décrit un passage mylonitique entre 85 et 91 mètres de profondeur. Ce forage a été foré à un diamètre de 146 mm sur une profondeur de 21m, puis de 122,6 mm de diamètre sur les 87,5 m restant. Il est cimenté sur les 31 premiers mètres, et tubé crépiné (80x90 mm) sur le reste du forage. Les diamètres des carottes sont de 102 mm sur une profondeur de 21m, puis de 85 mm sur les 87,5 m restant.

2.1.a : Description lithologique.

Les lithologies intersectées par le forage sont représentées sur le log géologique synthétique de la Figure 2.6. La caractérisation de la lithologie a été effectuée à partir des observations sur carottes. Les informations sur les directions et pendages de fractures, ainsi que sur les schistosités observées ont été déduites de l'étude des images de parois, car les carottes n'étaient pas orientées. L'imagerie de paroi n'est disponible que de 20 mètres à 108 mètres de profondeur.

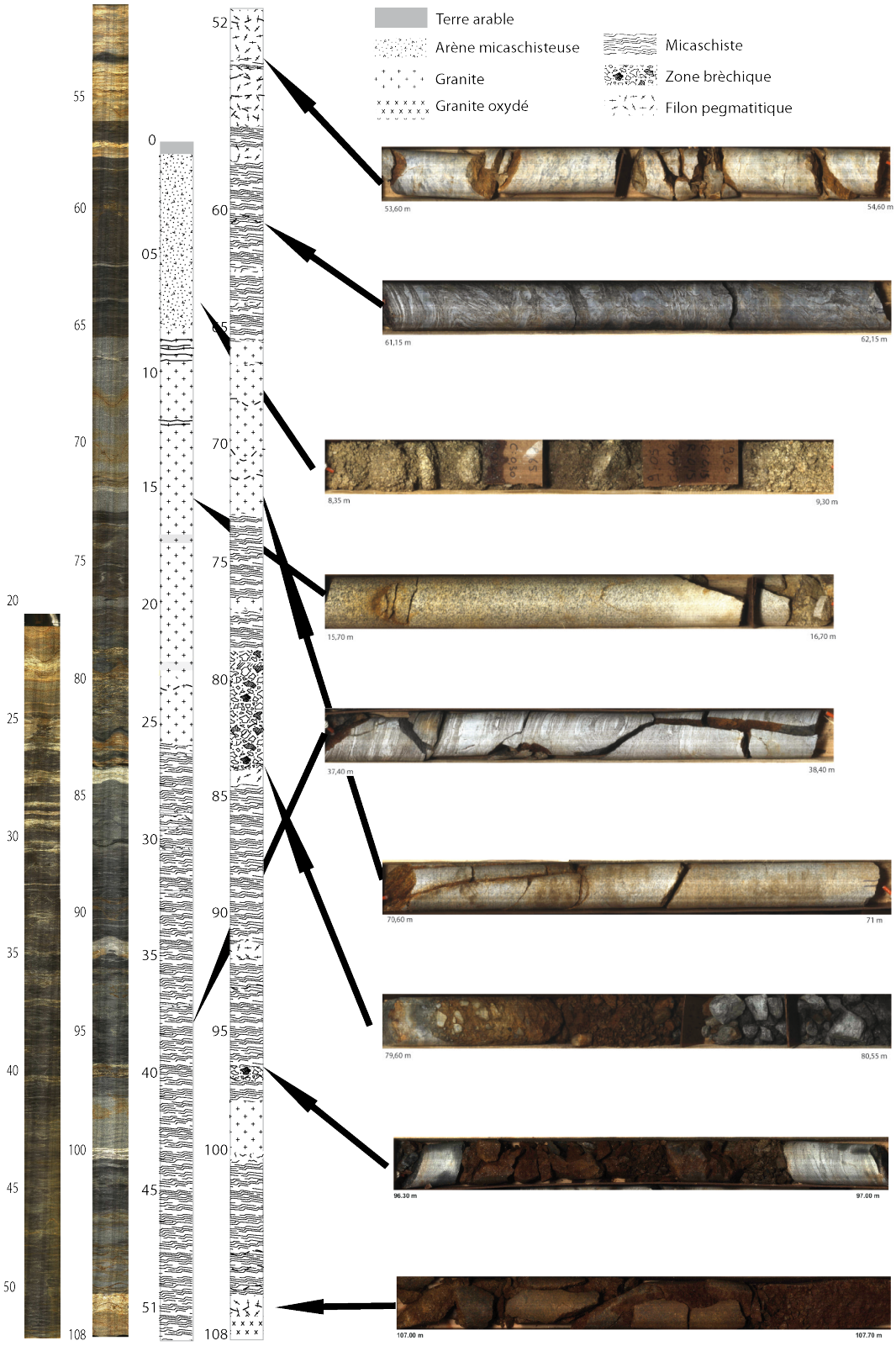

Figure 2.6 : Log géologique synthétique du forage SC39 avec imagerie de paroi. Des exemples de carottes sont également représentés à différentes profondeurs pour illustrer les lithologies et fracturations caractéristiques rencontrées.

L'agencement des structures montre une hétérogénéité locale importante avec des alternances de lithologies fréquentes. Cependant nous pouvons organiser le log vertical suivant plusieurs ensembles. Le premier entre 0 et 9 mètres de profondeur (par rapport au sol) correspond à la zone altérée constituée pour la partie superficielle d'un sol développé sur un demi-mètre. Nous avons ensuite la présence sur un peu moins d'une dizaine de mètres d'une alternance de micaschistes très altérés et d'arène granitique. Parfois, les roches se tiennent encore bien que très friables, mais la plupart du temps ce sont des sables ou argiles, parfois très kaolinisés, avec la présence ponctuelle de feldspaths, mica, quartz. Le second ensemble de 9m 45 à 24 m 75 est un granite relativement sain entrecoupé de fractures ponctuelles. Il s'agit d'un leucogranite à deux micas de structure grenue. Les muscovites présentes sont généralement de taille millimétrique. De 24,75 mètres à 98 mètres, on observe ensuite des micaschistes localement intrudés de filons de granite et de pegmatite. Aucune périodicité dans l'alternance des structures n'est observée. Par exemple pour le granite, les épaisseurs rencontrées varient de 1 à 7 mètres. Plusieurs passages de filons de pegmatite sont également localisés entre 51 et 60 mètres de profondeur. Les micaschistes sont très déformés avec la présence de très nombreux plis, en particulier aux profondeurs voisines de 75 mètres et entre 84,5 à 91 mètres. De 78 à 87 mètres et autour de 97 mètres, on observe une intensification de la déformation avec la présence de brèches de 79 à 80 mètres et de 82,5 à 83,5 mètres. A l'intérieur de ces zones bréchiques, on observe la présence d'une matrice très fine et de grains anguleux infra-centimétriques traduisant une déformation fragile intense. Entre ces zones de brèches, les niveaux sont parfois très intensément fracturés.

Les lithologies présentes de 98 à 107 mètres se caractérisent également par une forte variabilité lithologique, avec des micaschistes, du granite sain peu fracturé, des pegmatites et un granite oxydé et très intensément fracturé à la base du forage. Dans les niveaux les plus intensément fracturés, notamment entre 106.2 et 108.5 mètres de profondeur, constitués d'un filon de pegmatite puis de granite, il n'est pas possible de mesurer d'orientation préférentielle des fractures, tant la déformation est intense.

Sur l'ensemble du forage, nous retrouvons l'alternance de lithologie et en particulier de granite et de micaschistes, alternance qui avait déjà été observée sur les forages destructifs (Touchard, 1999). Il est difficile de trouver une certaine cohérence

à ces alternances. Néanmoins, ces données confirment que nous nous trouvons proche du toit du granite de par l'existence des intrusions fréquentes de filons granitique et de pegmatites dans les micaschistes. Toutefois, il n'est pas possible à partir de ces données de dire précisément où se trouve la limite entre le granite et les micaschistes, si tant est que cela soit possible sur le terrain. Ainsi, structuralement, on se trouve bien dans la zone de contact entre les micaschistes du Pouldu et le granite de Ploemeur, zone de contact se caractérisant par une forte variabilité des lithologies rencontrées en forage.

Conformément aux observations faites sur le F32, nous retrouvons des zones de déformation intenses. Si la densité de fracture semble à première vue assez proche de celle observée sur le forage B1 (Stang Er Brun, Belghoul, 2007), certains niveaux sont très intensément fracturés, avec même parfois des brèches. Ces niveaux, qui correspondent sans doute aux mylonites et aux pegmatites fracturées décrites dans les travaux précédents, notamment sur le F32 à partir des cuttings font l'objet d'une description plus fine dans les paragraphes suivant.

2.1.b Le système de fracturation.

Afin de caractériser les différentes familles de fractures présentes au sein du forage SC39, nous avons pointé les différentes fractures intersectées par le forage à partir des images de BHTV (borehole televiewer) grâce au soutien technique de la SEMM logging. La projection stéréographique sur le canevas de Schmidt permet de synthétiser la distribution de toutes les fractures identifiées (Figure 2.7). A noter que seules les fractures identifiées par imagerie sont cartographiées ici. Aucun recoupement avec les données de carotte n'a été effectué. Les densités de fractures observées n'ont pas été corrigées par la correction de Terzaghi (*Davy et al,* 2006).

Les informations lithologiques sont reportées suivant cinq classes d'objets : la schistosité ou les contacts lithologiques, les filons ou des veines, les fractures ouvertes ou oxydées, les fractures vues comme colmatées, et les zones broyées (Figure 2.7). Un diagramme densitaire est aussi représenté (Figure 2.8) afin de caractériser les pôles moyens des différentes familles.

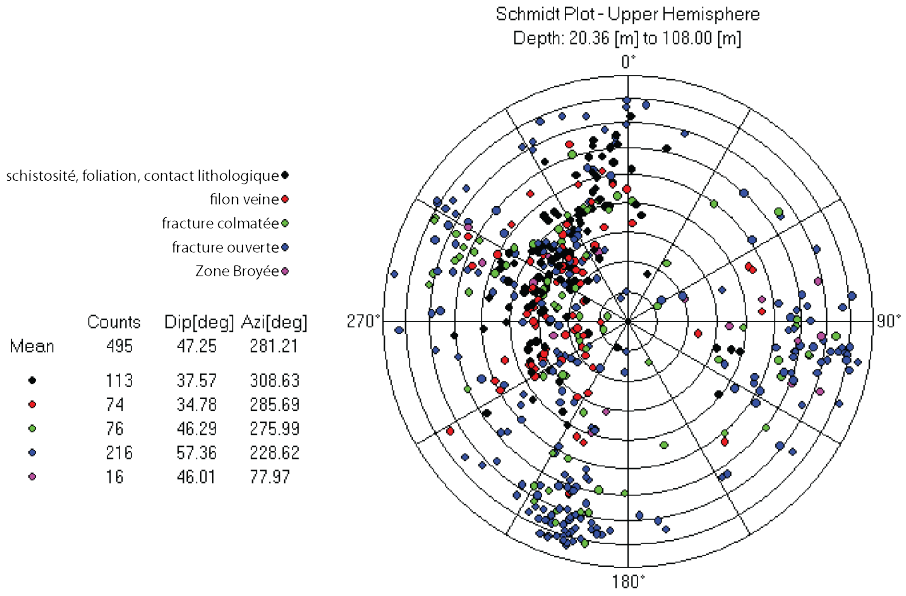

Figure 2.7 : Représentation de Schmidt (hémisphère supérieur) et distribution des fractures intersectant le forage SC39. Les ronds pleins noirs correspondent à la schistosité, ou à des contacts lithologiques, les rouges aux filons et aux veines, les verts aux fractures colmatées, les bleus aux fractures ouvertes, et les violets aux zones broyées.

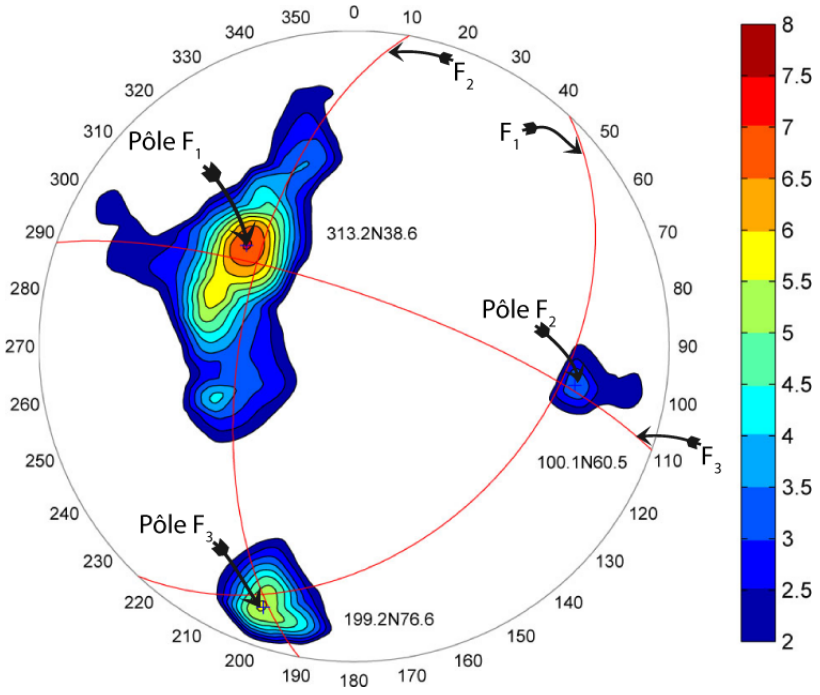

Figure 2.8 : Distribution polaire (représentation de Schmidt hémisphère supérieur) des réseaux de fractures observées le long du forage SC39 : trois familles de plans sont observées : N313 pendage 38 N (F_1) ; N100 pendage 60E (F_2), N200 pendage 76S (F_3).

La première famille de structures (F_1), la plus nombreuse, correspond à des objets faiblement pentés vers le Nord-Ouest. Leur pôle moyen pointe dans une direction N313 et de pendage 38° (Figure 2.8). Cette famille, qui est principalement observée dans les micaschistes, correspond pour l'essentiel aux directions de

schistosité et aux veines et filon pris dans la schistosité. Cette direction correspond également aux directions de foliation observées sur le terrain, aux alentours du site, ou sur la côte (Touchard, 1999 et Figure 4). Au sein de cet ensemble, il existe toutefois une certaine variabilité des orientions des directions, même si le pendage reste à peu près le même (figure 8 et 9). Nous pouvons également remarquer deux ensembles particuliers. Le premier, repris par la foliation, est la présence de deux zones de pegmatites assez fracturées à 54,5 et 106,6 mètres. Le second, de même orientation globale, est un niveau très intensément fracturé et quasi bréchique avec une matrice argileuse sur 1 mètre d'épaisseur, observé à 96,5 m de profondeur. Cette zone bréchifiée de pendage 30° vers le Nord-Ouest à une orientation cohérente avec la foliation des micaschistes. Il existe donc bien des zones de déformations intenses dont l'orientation est cohérente avec le contact granite-micaschiste. Notons toutefois que cette structure ne présente pas de fracture ouverte apparente.

Une autre zone bréchifiée est observée entre 79,6 et 82,6 mètres de profondeur, de direction globalement Nord-Sud et de pendage 70° vers l'Est. Cette géométrie est analogue à la famille dont le pôle est N100 (Figure 2.8). Cette structure bréchifiée correspond vraisemblablement à la faille Nord 20° de mouvement normal dextre. Dans cette zone bréchifiée, on note la présence d'une fracture ouverte importante à 82,4 mètres.

Deux autres familles de fractures sont également identifiées (F_2 et F_3): elles sont constituées des pôles N100 et N200 avec respectivement les pendages de 60E et 76S (voir famille F_2 et F_3, Figure 2.7, Figure 2.8). Elles se caractérisent par des pendages importants qui recoupent indifféremment les différentes lithologies. La majorité des fractures ouvertes se trouve dans ces deux familles : cette fracturation s'apparente à une fracturation tardive. La seconde famille de fractures subverticales de pole N200 et de pendage 76 S correspond à celle du cisaillement sud-armoricain, situé à une quinzaine de kilomètres au Nord de Ploemeur. Le cisaillement sud-armoricain étant un décrochement majeur affectant une large zone il est possible que la déformation liée au cisaillement se propage jusqu'au granite de Ploemeur.

Concernant le système de fracturation, nous observons que les fractures de direction N20° et N110° sont globalement ouvertes et sont peut-être associées à une perméabilité non négligeable. Leurs ouvertures peut-être expliquées par le champ de contraintes tectoniques actuelles fournies par le séisme de Lorient en 2002 (Perrot et

al., 2005) et la carte de contraintes globale (Heidbach, 2010). Suite à la compression alpine et pyrénéenne, on observe un régime principalement décrochant avec σ_1 et σ_3 dans le plan horizontal et d'orientations respectives N320° et N50°. Cette orientation des contraintes est compatible avec une ouverture et une dilatance des fractures subverticales de direction N110° et N20°.

Ces données confirment que suite à la mise en place du granite de Ploemeur lors d'une phase de déformation ductile, une phase de déformation cassante a bien affecté cette région. Les données sont aussi compatibles avec l'orientation principale des structures régionales. Outre la famille de fractures parallèles à la foliation, les zones de déformation les plus intenses, et en particuliers les brèches, ont soit une orientation compatible avec la faille normale dextre de direction N20°, soit avec le contact granite-micaschiste. Dans la partie suivante, des observations de lames minces vont permettre de compléter ces observations.

2.1.c : Minéralogie et nature des déformations.

Afin de caractériser les différentes zones de déformation et les brèches de faille dans le forage SC39, nous avons effectué plusieurs lames minces à différents endroits du forage (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

numéro Lame mince	profondeur (m)	numéro de caisse	type de lame	Lithologies et observations macroscopiques
1	16,2	9	petite	Granite faiblement altéré
2	24,45	13	petite	granite à texture microgrenue
3	27	14	petite	Micaschistes
4	41,6	20	petite	Micaschistes
5	61,56	27	grande	Micaschistes
6	70,2	31	petite	Granite fracturé
7	71,5	31	petite	Granite avec bandes de déformations
8	76,9	33	petite	Granite et Micaschistes (zone de contact)
9	80	34	grande	Brèche de faille

Tableau 2-1 : Tableau récapitulatif des lames minces effectuées sur les carottes du forage SC39.

Le leucogranite est un granite à deux micas (Figure 2.9). La structure est grenue. Les muscovites présentes sont généralement de taille millimétrique (Figure

2.9 a,b). Du point de vue microscopique l'observation des quartz montre des contours lobés, impliquant une intense migration des bords des grains (Figure 2.9 c). Ces quartz sont généralement avec une texture en échiquier (Blenkinsop 2000). Cela indique un glissement intracristallin le long des directions <a> et <c> qui atteste une déformation en HT (haute température, 650°) (Gapais et Barbin 1986). Ces observations témoignent encore une fois d'une déformation assez haute température marquant une déformation syn-tectonique.

On observe une réduction de la taille des grains le long de déformations marquées par quelques bandes de cisaillement dans lesquelles les minéraux sont orientés. (Figure 2.9 a,b). Ces marqueurs de déformation sont les témoins d'une déformation plus tardive et plus froide que précédemment, syn-refroidissement du granite.

La Figure 2.10 présente une vue macroscopique et microscopique des micaschistes. Macroscopiquement, la schistosité bien marquée est reprise par de nombreux plis (Figure 2.10 a). Cette roche est issue du métamorphisme d'une roche sédimentaire à grains fins (métapélite). Au microscope, nous observons une structure à grains très fins présentant des niveaux très riches en micas (biotite et muscovite), et des niveaux très riches en quartz (Figure 2.10b).

Un autre niveau très déformé est constitué des brèches de faille situées à 80 de profondeur. Sur la Figure 2.11 nous présentons une lame mince prise au niveau de la brèche principale à 80 mètres. Sur l'échantillon nous observons de nombreux fragments anguleux pris dans une matrice beaucoup plus fine assez oxydée (Figure 2.11 (a et b)). Les ensembles anguleux n'ont pas d'orientation. Ils sont constitués de minéraux de quartz, feldspath et micas. Sur certains blocs, les minéraux de quartz suivent une orientation assez bien marquée, Figure 2.12 b. La taille des minéraux est assez petite, infra-millimétrique pour l'essentiel. Ces blocs anguleux semblent donc caractéristiques d'un granite de couleur gris-bleuté à grains fins. La matrice est constituée de très nombreux minéraux très petits (Figure 2.12a). Les gradients de coloration varient suivant le taux d'oxyde de fer (Figure 2.12b). Au sein de cette matrice, nous observons de nombreuses petites bandes de cisaillement, avec une réduction forte de la taille de minéraux.

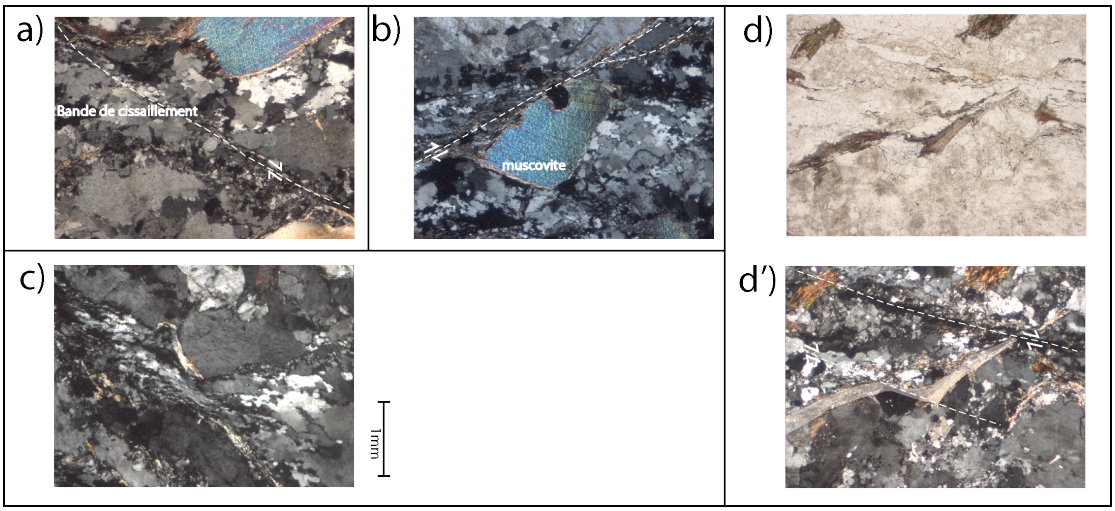

Figure 2.9 : Lame mince de leuco granite (lame n°1, 16,2 m) bande de cisaillement, b) muscovite primaire et bande de cisaillement avec réduction de la taille des grains, c) filon de biotite avec bande de bande de cisaillement entre 2 feldspath. d) et d') observations d'une même lame mince en lumière polarisée non analysée et lumière polarisée et analysée, présence de biotites plus ou moins chloritisée avec bandes de cisaillement.

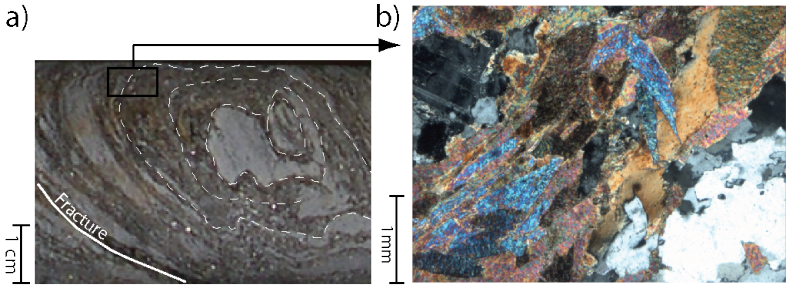

Figure 2.10 : Photographie macroscopique et lame de micaschiste (lame 5, 61,56 m) : a) photographie d'une carotte de micaschistes marquée par des plis et une alternance de lit quartzeux et de lits de micas, b) Lames minces micaschiste avec minéraux de taille millimétrique accompagnée de quartz.

Outre des traces d'oxydation nombreuses, on observe également la présence de biotite complètement chloritisée. Cette chloritisation se fait le long d'un petit filon de quartz (Figure 2.12 c) et au sein de la matrice. Cette altération plus récente peut être attribuée à l'infiltration d'eau plus jeune le long de ces zones de faiblesse.

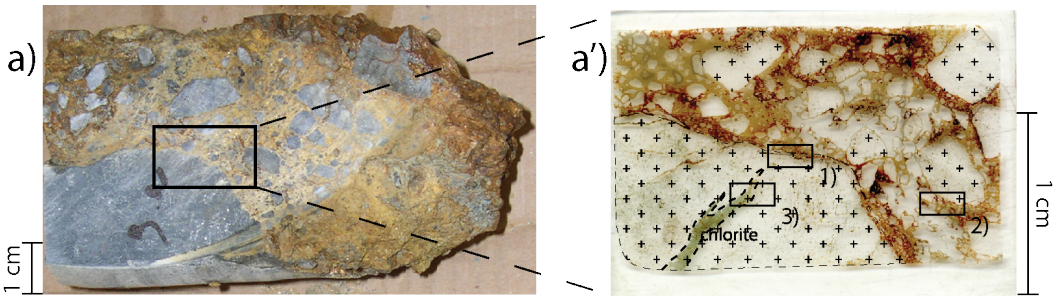

Figure 2.11 : Brèche de faille (80 m) : a) carotte macroscopique d'où est extraite la lame mince on observe un assemblage anguleux contenue dans une matrice fine. a') Lame mince n°9 extrait 1, 2 3 correspondent aux images de la Figure 2.12.

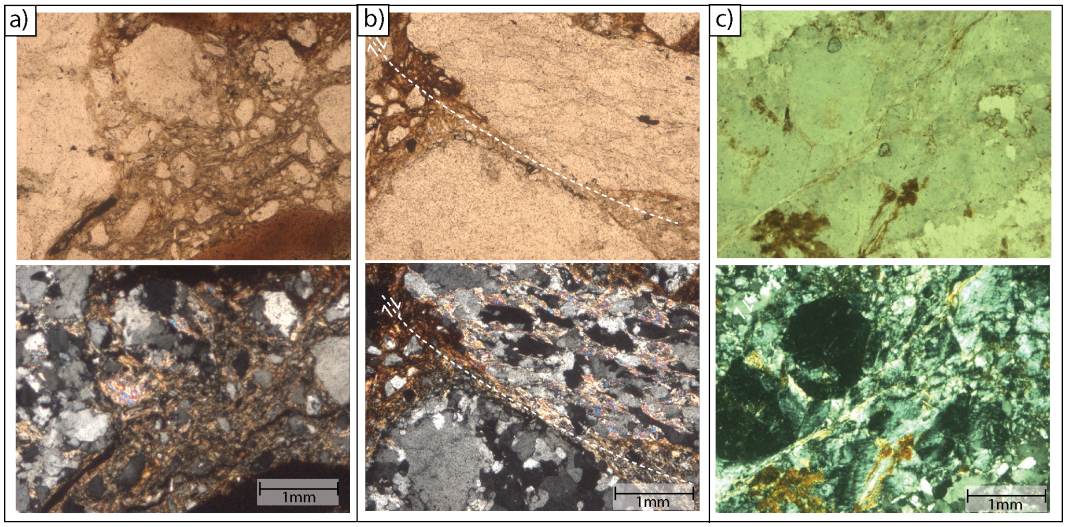

Figure 2.12 : a) Déformation bas grade avec gros grain et quartz anguleux. b) bande de cisaillements juxtaposition de mica avec orientation différente avec bord anguleux c) muscovite chloritisée.

L'ensemble des observations et en particulier le fait d'observer de nombreux éléments anguleux repris dans une matrice plus fine nous permet de déduire que cette brèche est d'origine tectonique. Cette brèche est sans doute le témoin d'une déformation de bas grade (température froide) ayant eu lieu après la mise en place du granite.

2.1.d Imagerie de puits.

Afin de compléter ces données, des diagraphies géophysiques ont été réalisées. Elles permettent notamment de caractériser les propriétés physiques des différentes lithologies ou structures rencontrées. Des diagraphies géophysiques de conductivité électrique, de susceptibilité magnétique, de gamma ray naturel, et de vitesse des ondes sismiques ont été effectuées. Une caractérisation des parois a été faite via les sondes acoustiques et par imagerie optique. La mise en parallèle des

observations géologiques précédentes avec les signaux géophysiques doit nous permettre d'établir un canevas reliant les lithologies aux propriétés physiques (Guéguen and Palciauskas, 1992). Ce canevas sera utile pour caractériser ensuite plus finement les structures géologiques dans les autres puits du site de Ploemeur pour lesquels on ne dispose que d'informations très imprécises sur la géologie à partir des cuttings. La description des outils de diagraphies géophysiques utilisés pour cette caractérisation sont disponibles dans l'annexe 1.

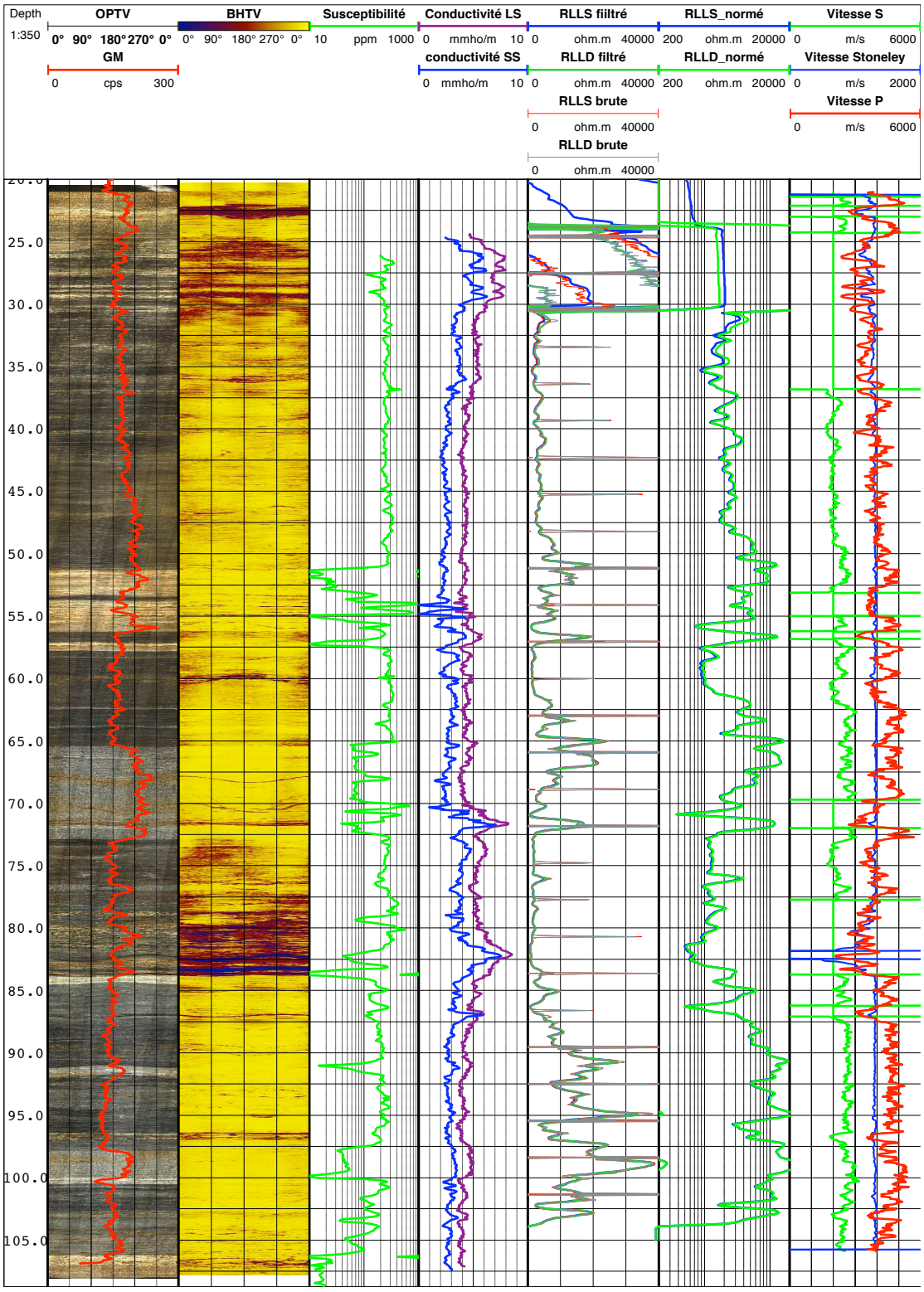

Figure 2.13 : Evolution des propriétés physiques des roches intersectées par le forage SC39; GM : gamma ray; OPTV : optical téléviewer ; BHTV : imagerie de paroi ultrasonique ; susceptibilité magnétique ; conductivité électrique par induction ; résistivité électrique brute : SS (short système LS long système) ; résistivité électrique filtrée ; vitesses ondes P et S, ondes de Stoneley.

Sur la Figure 2.13 ont été reportées les différentes diagraphies géophysiques effectuées dans le forage SC39. Les diagraphies ont été effectuées en trou nu, à l'exception de la diagraphie de résistivité électrique (DLL3) effectuée *a posteriori* lorsque le tubage crépiné PVC avait déjà été mis en place. Sur l'imagerie optique, on retrouve les lithologies décrites dans la partie précédente à partir des carottes. L'intérêt de l'imagerie est de pouvoir vérifier l'origine de la fracturation et si il s'agit bien de fracturation réalisée in-situ. La diagraphie acoustique (BHTV) permet de bien identifier les zones de déformations majeures. Le signal est particulièrement atténué vers 80 et 96 mètres de profondeur, aux alentours des zones brêchiques. D'autres niveaux, soit très altérés comme à 23 mètres ou entre 25 et 30 mètres, soit très fracturés comme à 72, 97 et 107 mètres sont également très bien identifiés. Les variations lithologiques sont également discernables dans le signal du BHTV car la schistosité des micaschistes est relativement bien marquée.

La diagraphie acoustique (Sonic Full wave) est également très sensible aux zones déformées ou altérées. La vitesse des ondes diminue nettement au passage de la zone altérée de 25 à 30 m de profondeur et de la zone de brèche vers 80 m de profondeur. Dans ces zones, les valeurs de vitesses des ondes P ne sont plus que de l'ordre de 3000 à 3500 m/s. Dans le reste du forage, les valeurs sont nettement supérieures et vont jusqu'à atteindre des valeurs de 5000 m/s pour la granite sain non fracturé. La variabilité des valeurs est sans doute liée pour partie au passage de fractures, car les données sonics sont très sensibles aux ruptures d'impédance acoustique. Pour les parties les plus saines, il est quand même possible d'établir une valeur moyenne des vitesses des ondes. Pour la brèche de faille, il est ainsi possible d'extraire une vitesse moyenne autour de 3500 m/s. Dans le cas du granite ou des micaschistes sains, les vitesses sont plus proches des 4900 m/s. Cette baisse de vitesse peut s'expliquer par une variation des coefficients mécaniques de la matrice ou bien par une variation importante de la porosité liée à une intense fracturation. Si l'on suppose que les variations des coefficients mécaniques ne sont pas en cause, il est possible d'utiliser un modèle très simple comme l'équation de Wyllie (Wyllie, 1956) pour estimer la porosité de la brèche :

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m} \qquad (2.1)$$

Ainsi, en utilisant Vp, la vitesse de l'onde P mesurée (3500 m/s), Vf la vitesse du fluide (1500 m/s) et Vm la vitesse de la matrice saine (4900 m/s), on obtient alors une valeur de porosité de l'ordre de 17%. Cette valeur qui est très élevée pour un milieu cristallin est bien sur dépendante des valeurs de vitesses choisies. Ainsi, si l'on prend Vp= 4000 m/s, on obtient des valeurs de porosité proche de 10 %. Même si le modèle est rudimentaire et suppose un milieu en couches successives, il permet toutefois d'obtenir un premier ordre d'idée des valeurs de porosité envisageables dans ces zones de brèches. Des mesures sur carotte des propriétés pétrophysiques permettraient de compléter ce travail préliminaire.

Les changements de lithologie sont également discernables à travers les données de gamma ray qui varient entre 80 et 200 cps (Figure 2.13). Les alternances de micaschistes et de granite s'observent via une variation rapide du rayonnement gamma qui est nettement plus élevé dans le granite. Des augmentations sont également visibles lors de passage de filons de pegmatites ou d'intrusions granitiques. Globalement deux ensembles peuvent être définis : le premier entre 80 et 140 cps correspondant aux micaschistes ; le second, de 140 à 200 cps se corrélant au granite et aux pegmatites (Figure 2.13).

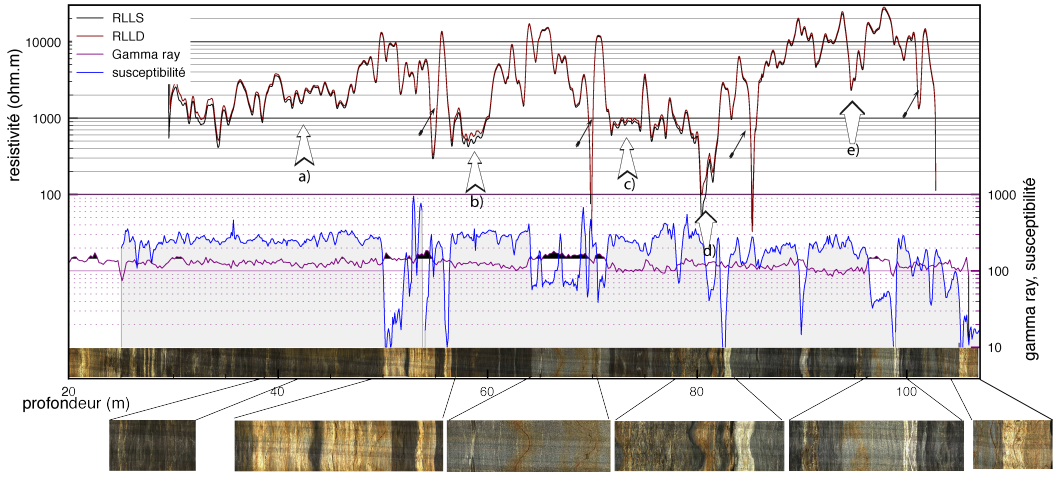

Figure 2.14 : SC39 : corrélation entre lithologie et géophysique ; résistivité électrique LLD (Longue base) et LLS (short base) corrigée de l'effet du tubage ; Gamma ray naturel (coup par seconde), la partie surlignée en noir marquant potentiellement le granite et les pegmatites ; susceptibilité magnétique (ppm).

La Figure 2.14 présente en parallèle les données de résistivité électrique, de gamma ray et de susceptibilité magnétique dans le forage SC39 en parallèle avec les différentes lithologies. Le signal électrique est plus difficile à interpréter car il dépend de nombreux facteurs, comme la lithologie, l'état d'altération ou de fracturation, ou

de la présence éventuelle d'oxydes ou d'argiles. Pour mieux visualiser les corrélations entre lithologie et valeurs de susceptibilité magnétique, les données sur la figure 16 sont reportées selon une échelle logarithmique. Les variations de susceptibilité magnétique peuvent se découper en 3 parties : la première présente une gamme comprise entre 200 et 300 [-] se corrélant aux micaschistes; la seconde est comprise entre 30 et 50 [-] correspondant aux granite. Le troisième ensemble correspond à des valeurs de susceptibilité magnétique inférieures à 30 [-] correspondants aux filons de pegmatite et d'aplite. Avec le gamma-ray, l'outil de susceptibilité magnétique semble donc un bon outil pour caractériser certaines lithologies. Avec ces deux outils, on est donc en mesure de différentier les granites, les micaschistes et les ensembles filoniens comme les pegmatites ou aplites. Par contre, ces deux outils ne semblent pas très sensibles aux zones déformées, comme les fractures ou les zones bréchiques.

Pour estimer la résistivité électrique (ohm.m), une sonde à induction a été utilisée par la SEMM Logging (Figure 2.13). Toutefois, on remarque que le signal obtenu ne se corrèle pas très bien aux mesures obtenues avec l'outil DLL3 qui varient entre 1000 et 10000 ohm.m (Figure 2.13) ou celles obtenues par Belghoul [2007] sur le site de à Stang Er Brunn (Ploemeur) qui sont également du même ordre de grandeur. Si l'on inverse les données de conductivité obtenues par la SEMM logging, on obtient des valeurs de résistivité, de l'ordre de 200 ohm.m nettement plus faibles. Ces différences sont peut-être dues au fait que l'outil d'induction n'est pas adapté pour mesurer des résistivités dans des milieux aussi résistants (limite de mesure théorique à 500 ohm.m). Pour cette raison, nous ne traiterons dans les parties suivantes que des valeurs de résistivité mesurées avec la sonde DLL3.

Le signal de résistivité électrique est compris principalement dans une gamme de 400 à 20000 ohm.m. Les variations lithologiques sont difficiles à discerner avec cet outil, même si les valeurs entre 400 et 2000 ohm.m semblent plus correspondre aux micaschistes alors que les valeurs supérieures à 3000 ohm/m semblent être plus caractéristiques du granite et des filons de pegmatite. Les limites toutefois entre ces ensembles ne sont pas toujours très franches, en tout cas, nettement moins que ce qui est fourni par le signal gamma-ray. On peut remarquer aussi que les deux signaux issus du dispositif RLLS et RLLD ne montrent pas de décalage dans la majeure partie du signal sauf pour 3 cas identifiables où l'on observe une différence de 20 ohm.m (29,8-33,8 ; 57,5-59,5 et 71,8-76,8 mètres Figure 16). Cela peut s'expliquer par une

variation radiale de la lithologie (Chemalie et al., 1988), ce qui implique que la lithologie n'a pas une extension radiale par rapport à l'axe du forage, cela peut être du à un pendage des couches.

En revanche, les valeurs les plus faibles sont clairement associées aux zones de fracturation ouvertes. La représentation en échelle logarithmique de la résistivité en fonction de la profondeur permet de bien visualiser les valeurs de résistivité inférieures à 400 ohm.m qui sont très ponctuelles sur de très courtes longueurs d'onde avec une amplitude variant sur un ou deux ordres de grandeur (voir les petites « flèches » sur la Figure 2.14. Que ce soit à 55, 71,5, 82 ou 87 mètres, dans chaque cas, cela correspond à une fracture ou une zone de fracturation ouverte, également très bien marquée en acoustique. La zone bréchique à 80m (d sur la figure 16) montre également une perte de signal électrique très importante avec en parallèle une perte du signal gamma ray, cette conjonction montre la présence d'une fracture ouverte importante. La baisse brutale et intense observée en face des systèmes de fracturation implique que ces objets ont une dimension assez importante supérieure au mètre dans la mesure où la résistivité tend vers celle de l'eau (4). On peut noter également qu'une autre baisse brutale de résistivité est observée aux alentours de 96 m, profondeur correspondant à l'autre zone bréchique.

Les variations de gamma ray, de susceptibilité magnétique et de résistivité électrique sont liées aux variations de lithologie (micaschiste, granite), et aux zones de déformations. Le signal acoustique est très sensible également à la présence de fracture ouvertes (onde de stoneley). Les valeurs références sont synthétisées dans le tableau suivant (Tableau 2-2).

	gamma ray (cps)	conductivité mho.m-1x10^{-3}	résistivité ohm.m DLL3	susceptibilité ppm	vitesses ondes (m/s) ondes P	ondes S
Granite	>≈140	4	>≈3000	40	4900	2800
micaschistes	<140	3,5- 4,5	800-2000	270	3600 - 4900	1700 -2800
Pegmatite	<100	4	>≈3000	20	3600 - 4900	1700 -2800
Brèche de faille	150 -200	2 -7	800-2000	≈1000	2100 - 4100	500 – 1250

Tableau 2-2 : Synthèse des informations géophysiques en fonction des différentes lithologies intersectées.

Cependant, dans ce type de milieu très complexe, l'incertitude reste importante pour localiser ou déterminer les lithologies à partir de diagraphies. On peut

donc définir pour notre site d'étude une grille d'outil efficace pour déterminer les lithologies et la fracturation (Tableau 2-3).

Paramètres	Type de roche				
	Gt vs Pg	Gt vs Mc	Mc vs Pg	lth vs fracture	Brèches vs lth
Gamma ray	--	+	+	-	-
Susceptibilité	++	+	+	-	-
Electrique	-	++	+	+	+
Acoustique	-	+	+	+ (stoneley)	-

Tableau 2-3 : Résultats des concordances suivant les différentes méthodes en fonction des différentes lithologies (Lth) étudiées : Gt : granite ; Pg : pegmatite ; Mc : micaschistes.

Dans la partie suivante, nous essayons d'utiliser ces informations pour interpréter les données d'autres puits tubés.

Dans cette partie nous étudions plus particulièrement les signaux de trois forages répartis proches des puits de pompage, les forages F32, F28 et F19. Le forage F32 a une position centrale dans le site de pompage, cependant il montre une connexion faible avec le site, le forage F28 est quant à lui à moins de 10 mètres du puits de pompage F29 qui est un des trois pompages du site de Plœmeur. Le forage F19 à une position excentrée par rapport au reste du site, mais présente une arrivée d'eau majeure. A terme, il pourrait être transformé en forage d'exploitation par la régie municipale. En se basant sur les corrélations entre la lithologie et les caractéristiques géophysiques sur le forage SC39, cette approche permet de préciser les structures des forages F32, F19 et F28 qui ne sont connus que très partiellement par l'analyse des cuttings.

Nous ne montrons les résultats acquis que sur ces trois forages, mais un travail complémentaire a été réalisé par Jérôme Leroux dans le cadre de son stage de Licence. Pour tous les forages de la station de pompage, il a utilisé les mesures de gamma ray naturel et de résistivité électrique pour essayer d'en déduire les lithologies et vérifier l'information fournie par les rapports de foration. Les figures 16, 17 et 18 représentent les diagraphies de résistivité électrique et gamma ray pour les trois forages F19, F28 et F32. Ces figures sont accompagnées de leurs interprétations lithologiques discutées ci-dessous. L'approche effectuée repose sur l'utilisation du gamma-ray qui permet de déduire dans un premier temps la localisation des granites

et pegmatites. La localisation du granite est confirmée par le signal de résistivité électrique lorsque l'intensité électrique est supérieure à 3000 ohm.m. La caractérisation du système de fracturation dépend de la perte du signal de résistivité électrique. Afin de pouvoir faire le rapprochement avec les structures porteuses de flux, nous avons figuré les arrivées d'eau connues les plus importantes observées lors de la foration (flèches noires correspondant au débit au soufflage).

2.2.a Forage F32 :

Ce forage est surtout caractérisé par une arrivée d'eau très importante aux environs de 87 mètres de profondeur, à l'aplomb de mylonites (ou pegmatites) très fracturées observées de 85 à 91 mètres. Notons également que l'on ne dispose d'aucune information sur l'orientation des mylonites ou pegmatites. La coupe technique indique un tubage plein de 0 à 54 mètres avec une partie constituée de tube métallique de 0 à 32 m et une partie cimentée de 0 à 37 mètres, ce qui explique le signal de gamma-ray très faible observé jusqu'à 37 mètres. De la profondeur de 37 à 53,30 mètres, on observe un signal gamma ray typique des micaschistes sains. À partir de 53,30 mètres de profondeur, l'utilisation conjointe des signaux de gamma ray et de résistivité électrique indique en accord avec les observations des cuttings, que l'on est sans doute en présence de micaschistes avec des intercalations de granite massif. Pour certaines profondeurs, on observe des chutes brutales de résistivité électrique, plus ou moins corrélées à des variations de gamma-ray. Entre 85 à 91 mètres, on observe effectivement une baisse très importante de résistivité électrique de 84 à 87 mètres et une baisse de gamma-ray autour de 87 mètres. Toutefois, des signaux analogues sont enregistrés aux environs de 72 et 82 mètres, sans qu'il soit fait état à ses profondeurs de mylonites ou bien d'arrivées d'eau remarquables. Si les signaux géophysiques peuvent donc être utilisés pour renseigner sur les lithologies rencontrées, leur utilisation pour caractériser la nature des structures associées aux arrivées d'eau majeures reste très limitée.

2.2.b Forage F19 :

Le forage F19 est localisé à l'extérieur de la zone principale de pompage. Il se trouve à environ 320 mètres du forage principal. Il se caractérise hydrologiquement également par une arrivée d'eau majeure très perméable d'une dizaine de mètres

d'épaisseur à environ 70 mètres de profondeur. A l'échelle de tout le forage, nous pouvons définir deux grands ensembles lithologiques à partir des mesures de gamma-ray (Figure 2.16). Le premier va de 25,5 à 48,6 mètres de profondeur et correspond à une intensité supérieure à 150 cps, correspondant plutôt à celle du granite. Le second ensemble va de 44 à 77 mètres, l'amplitude des signaux de gamma ray naturel étant inférieure à 140 cps, cela correspondrait plus à des micaschistes. Les données de résistivités sont cohérentes bien que plus variables à ces profondeurs.

Bien que les signaux de gamma-ray soient assez simples à interpréter sur ce forage, l'interprétation que l'on en tire ne correspond pas à celle réalisée à partir des cuttings (Figure 2.16 a; flèche). Cela montre la difficulté d'interpréter les cuttings et les signaux géophysiques dans des milieux aussi hétérogènes. De la même manière, les arrivées d'eau remarquables observées de 67 à 79 mètres ne semblent pas corrélées à un signal géophysique particulier.

2.2.c Forage F28 :

Le forage F28 (Figure 2.17) est situé dans la zone de pompage à 10 mètres du puits de pompages F29. Lors de la foration, une seule arrivée d'eau majeure avait été détectée par les débits au soufflage, aux alentours de 45 mètres de profondeur. Curieusement, les mesures de débitmétrie indiquent au contraire plusieurs arrivées d'eau à respectivement à 30, 62, 70 et aux environs de 80 mètres de profondeur. Le signal de résistivité électrique montre en effet des variations assez brutales de résistivité. Les valeurs minimales sont toutefois supérieures à 1000 ohm.m. Sur les 5 arrivées d'eau détectées, seule celle observée à 62 mètres est associée à un signal clair et une chute brutale de résistivité. On voit donc également dans cet exemple les difficultés liées à l'imagerie du milieu. Le forage F28 ne présente sans doute pas de zone de type bréchique.

L'analyse de ces quatre forages nous montre donc que les zones de déformations intenses observées sur le forage carotté SC39 existent sans doute également sur certains des autres forages du site, et en particulier les forages F32 et F19, mais sont très difficiles à caractériser à l'aide de signaux géophysiques traditionnels comme la mesure de résistivité ou de gamma-ray. Peut-être que des diagraphies complémentaires, telles que le gamma-ray spectral, ou les diagraphies neutrons, pourraient permettre de lever certaines incertitudes. Toutefois, ces outils

nécessitent l'emploi de sources radioactives, et ne sont donc pas toujours d'utilisation facile dans un contexte d'exploitation AEP.

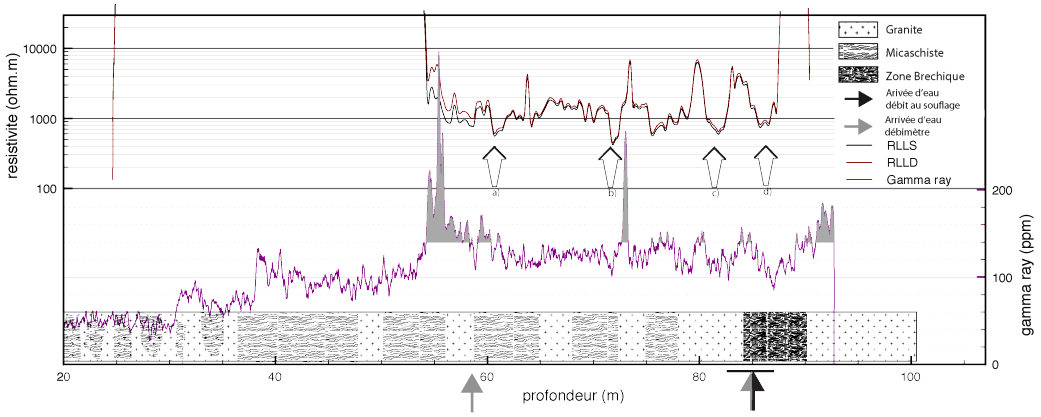

Figure 2.15 : Forage F32 : Diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings.

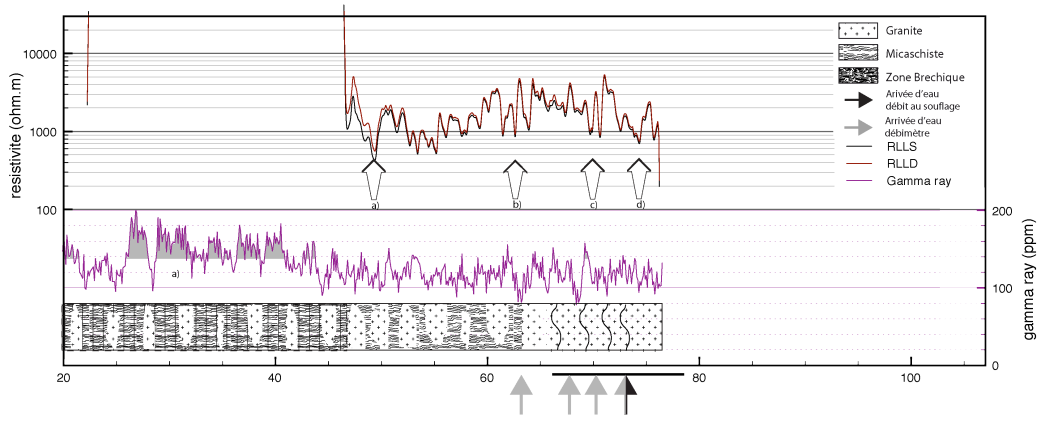

Figure 2.16 : Forage F19 : diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings.

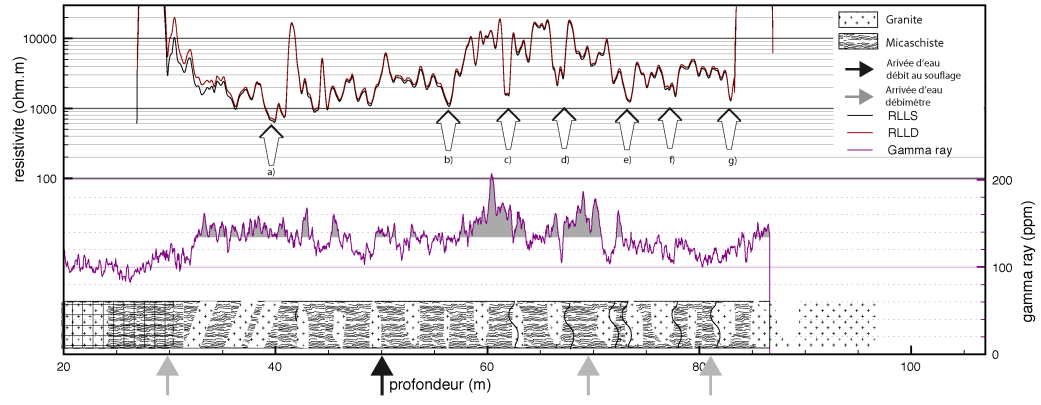

Figure 2.17 : Forage F28 : Diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings.

2.3 Imagerie du contact à grande échelle.

Cette étude à fait l'objet d'un article pour Applied Geophysics publié en janvier 2010, sous le nom de « Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: an example from Ploemeur (Brittany, France) » par S. Ruelleu et al (2010) dont nous rappelons les principaux résultats ci-dessous. L'article est également joint en annexe.

L'une des interrogations sur le site de Ploemeur concerne la caractérisation à grande échelle des principales structures perméables. De nombreuses données à l'échelle du site de pompage, montrent des déformations intenses (voir partie précédente), cependant, elles ne renseignent pas assez sur la géométrie grande échelle. Cette géométrie doit être également déterminée pour comprendre comment ce site peut être réalimentée, et ainsi contraindre les modèles permettant de prédire l'évolution de la ressource en eau tant qualitativement que quantitativement. La faille N20 sert vraisemblablement de drain utile à la recharge du site, mais elle ne suffit pas pour expliquer la totalité de la ressource car elle induit une zone de recharge trop faible. Une autre structure perméable très efficace peut être le contact entre micaschistes et granite (Touchard, 1999), qui peut éventuellement drainer une large surface d'alimentation. Afin de contraindre la géométrie probable de la discontinuité entre le micaschiste et le granite de Ploemeur et définir son extension géométrique. Pendant mon Master 2 nous avons réalisé une campagne de gravimétrie permettant de déterminer la géométrie et la profondeur du contacte du granite présent sous les micaschistes. En effet, la différence de densité entre le granite et le micaschiste permet de retrouver la géométrie des objets sous terrain. Ainsi il devient possible d'estimer le pendage de l'interface entre micaschiste et granite. Les données acquises dans la partie précédente semble confirmer que cette interface est très fracturée avec la présence de zones de déformations intenses, dont certaines, comme nous le verrons dans la partie suivante, sont très perméables.

L'étude gravimétrique a été réalisée selon une approche directe et une approche inverse (Ruelleu et al, 2010). La prospection gravimétrique a été effectuée avec une grille de haute densité sur un domaine de 25 km². La carte de l'anomalie de Bouguer obtenue montre une diminution allant du nord au sud due à la transition

progressive des micaschistes de forte densité au granite de plus faible densité (Figure 2.18).

Les données gravimétriques ont été utilisées en même temps que les données géologiques et magnétiques afin de contraindre la géométrie de l'interface en trois dimensions via une modélisation directe. Le meilleur modèle obtenu est celui ou l'interface entre le granite et les micaschistes présente un pendage nul à 200 mètres de profondeur.

En complément, les détails sur la forme de l'interface ont été obtenus en utilisant un schéma itératif fondé sur la méthode d'Oldenburg (1974). Les résultats montrent que le contact entre le granite et les micaschistes est relativement subhorizontal en profondeur (Figure 2.19).

Cette géométrie est cohérente avec une zone d'alimentation ou de recharge pour l'aquifère sur une assez grande échelle. En outre, le modèle gravimétrique confirme également la présence de failles subverticales qui peuvent agir localement comme drains verticaux. Voyons maintenant les corrélations entre ces grandes zones de déformations et les flux.

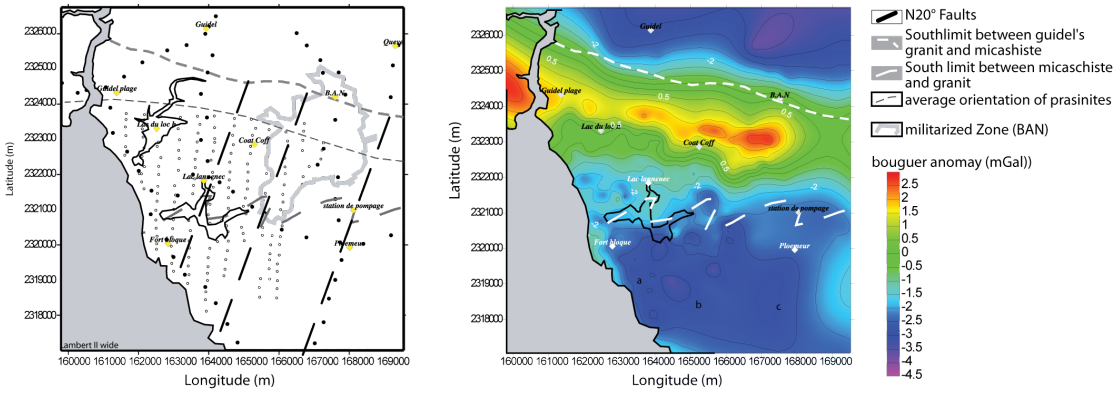

Figure 2.18 : Données gravimétriques acquissent sur le site de Ploemeur. Sur la carte de gauche sont reportés les points de mesure effectués, et sur la carte de droite la carte d'anomalie de Bouguer (Ruelleu et al., 2010).

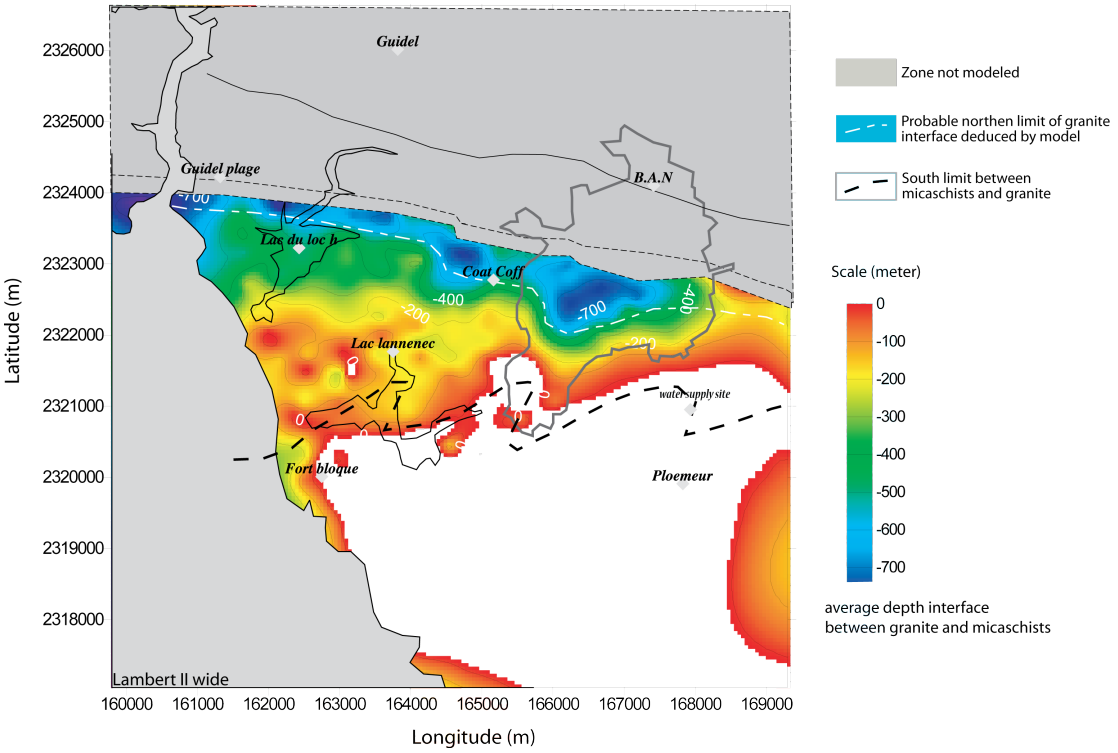

Figure 2.19 : Carte de la profondeur de l'interface entre le granite et le micaschistes, la profondeur indiquée est celle entre la topographie et l'interface. La courbe en tireté noir représente la limite cartographique du contact granite-micaschiste.

3 Imagerie des flux.

Dans la partie précédente, nous avons pu caractériser les principales zones de déformations à différentes échelles. L'objectif de cette partie est de déterminer quelles sont les principales structures porteuses des flux. Toutes les fractures ne sont pas nécessairement conductrices, et tout dépend de la connectivité des fractures entre elles [Paillet, 1993]. A l'échelle du puits, on s'aperçoit que seules quelques fractures sont conductrices [Olsson, 1992 ; Le Borgne et al., 2006b ; 2007]. Grâce aux méthodes de débitmétrie décrites dans le premier chapitre, nous allons caractériser les propriétés hydrauliques des différentes zones d'écoulement, à l'échelle du puits, mais aussi entre forages.

3.1 Débitmétrie à l'échelle du forage SC39

Pour caractériser les principales arrivées d'eau dans le forage SC39, nous avons réalisé des mesures de débitmétrie avec un débitmètre à impulsion thermique (HPFM flowmeter). Pour ce forage, il n'existe pas de données de débits en soufflage du fait de la technique de foration employée. Toutes les mesures ont été effectuées soit en conditions ambiantes, soit en conditions de pompage avec un débit de pompage de 17,45 ou 34,3 litres par minute, une fois le niveau piézométrique stabilisé. Pour chaque profondeur mesurée, les mesures ont été répétées trois ou quatre fois.

Les données obtenues en conditions ambiantes (Figure 2.20) indiquent clairement la présence de quatre arrivées d'eau principales à 32m, 55m, 77m (entre 70 et 77 m) et 107 m de profondeur. L'ensemble de l'information est récapitulé dans le Tableau 2-4. L'arrivée d'eau à 107 mètres de profondeur a clairement la charge la plus élevée du forage, alors que les 3 autres arrivées ont des charges hydrauliques plus faibles. Cette arrivée d'eau se caractérise par un niveau granitique très fracturé (une zone broyée) situé juste sous un filon de pegmatite, lui même intensément fracturé. Il n'est pas simple de fournir une orientation à cette zone broyée à cause de l'intensité de la fracturation, mais on peut quand même signaler que le filon de pegmatite est repris dans la foliation. Aux alentours de 55 m, les arrivées d'eau sont progressives de

53,5 à 56,5 mètres, ce qui rend plus difficile la localisation des structures perméables. Toutefois, ces arrivées correspondent clairement à des niveaux de pegmatites reprises dans la foliation et dans lesquelles on observe plusieurs fractures ouvertes sub-horizontales ou légèrement inclinées vers le Nord-Ouest. Vers 56 m, on observe également une fracture sub-verticale de pendage 80° vers le Nord-Ouest. Vers 32 mètres de profondeur, on observe plusieurs fractures ouvertes, soit horizontales, soit sub-verticales qui s'intersectent et présentent des traces d'oxydation. Les arrivées d'eau observée de 70 à 77 mètres de profondeur sont caractérisées par une très grande majorité de fractures faiblement pentées, de pendage 35° vers l'Ouest, et quelques fractures sub-verticales de pendage Sud (à 70,2m et 76,8m).

arrivé d'eau		Fracturations rencontrées
numéro	Profondeur (m)	
1	107	Granite très fracturé (zone Broyée), filon de pegmatite fracturé
2	70-77	Fracture pendage 35° Ouest (2 fractures sub-verticales pendage sud à 70 et 77 m)
3	53,5-56,5	Niveau de pegmatite repris dans la foliation. Fracture ouverte subhorizontale fracture subverticale pendage 80° vers le Nord Ouest
4	32	Fractures ouvertes (suh-horizontales/sub-verticales) présence d'oxydation

Tableau 2-4 : Tableau récapitulatif des arrivées d'eau et des types de fracturation associés pour le forage SC39.

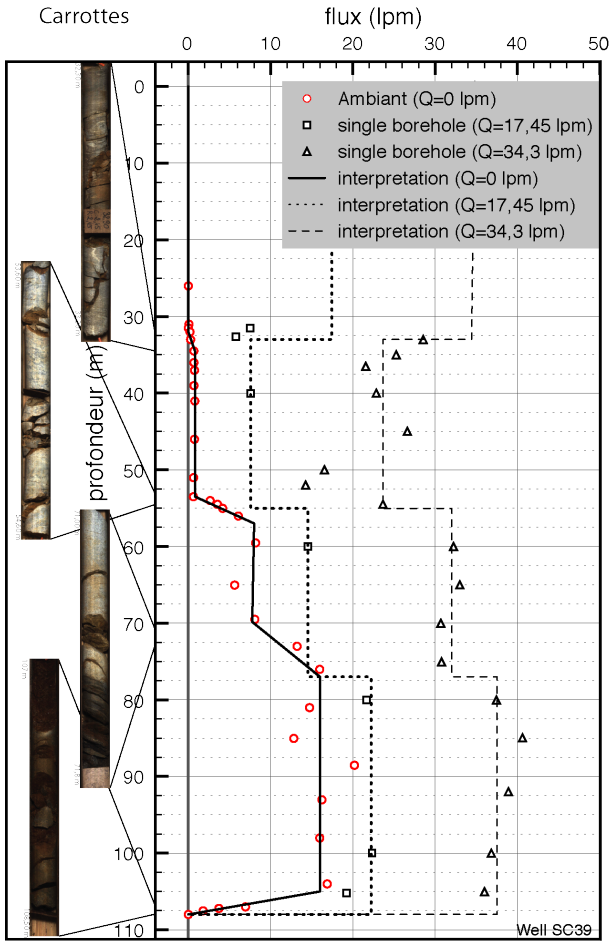

Figure 2.20 : Variation du débit avec la profondeur sur le forage SC39 selon différentes configurations de pompage : en conditions ambiantes (cercles rouges), et avec un pompage au puits de 17,45 lpm (carrés noirs) ou de 34,3 lpm (triangles noirs). Pour illustrer la nature des principales zones perméables, des photos de carottes ont été insérées sur la gauche de la figure.

Notons qu'aucune arrivée d'eau marquante n'est observée dans les zones les plus déformées, comme la zone de brèche vers 80 mètres de profondeur ou la zone broyée à 96 m de profondeur. Pourtant ces zones semblent clairement ouvertes. Les données obtenues selon des pompages au puits à deux débits différents 17,45 et 34,3 litres par minute (lpm) ne montrent pas non plus d'arrivées d'eau à ces niveaux. Malgré une plus grande variabilité des mesures, les différents jeux de données sont très cohérents.

Pour estimer les paramètres hydrogéologiques des différentes arrivées d'eau, nous avons utilisé les différentes données de flux. La transmissivité moyenne de l'ouvrage (T_{tot}) est estimée par la méthode de Theis aux alentours de $3{,}0.10^{-4}$ m^2/s, ce qui est plus faible que les données généralement obtenues. En condition ambiante, le sens d'écoulement est ascendant, et la charge est stabilisée à 8,82 mètres, ce qui

implique que la charge de l'arrivée la plus profonde soit supérieure à 8,82 m. La mise en route du pompage à 17,45 lpm a créé un rabattement de 0,8 mètre dans le forage, mais une inversion des flux seulement pour la fracture à 32 mètres. Notons que même pour un pompage à 34,3 lpm et un rabattement de 2 mètres, nous n'observons pas d'inversion des flux pour les arrivées d'eau intermédiaires. Cela implique donc que l'arrivée d'eau la plus superficielle ait une charge hydraulique entre 8,02 et 8,82 mètres tandis ques les arrivées d'eau intermédiaires ont des charges inférieures à 6,82 mètres.

L'application du modèle de Paillet (1998 et chapitres 1 et 3) conduit aux résultats suivants (Figure 2.21). Pour chaque zone perméable, la valeur de la charge « lointaine » absolue (référence NGF) est calculée (Figure 2.21.a) ainsi que la valeur de la transmissivité absolue (Figure 2.21.b). Les fractures situées à 107 et 32,6 mètres ont les transmissivité et les charges les plus importantes, alors que pour les zones perméables intermédiaires, la transmissivité n'est que de $3{,}6.10^{-5}$ m^2/s et la charge de 5,9 mètres. Les mesures de débits obtenus selon les deux pompages, nous ont permis d'appliquer également une approche analytique en utilisant la formulation de Tsang et Doughty 2003 (voir chapitre 3 pour de plus amples détails). Les valeurs de transmissivité inversées sont du même ordre de grandeur. Cependant, les différences de charge étaient encore plus importantes.

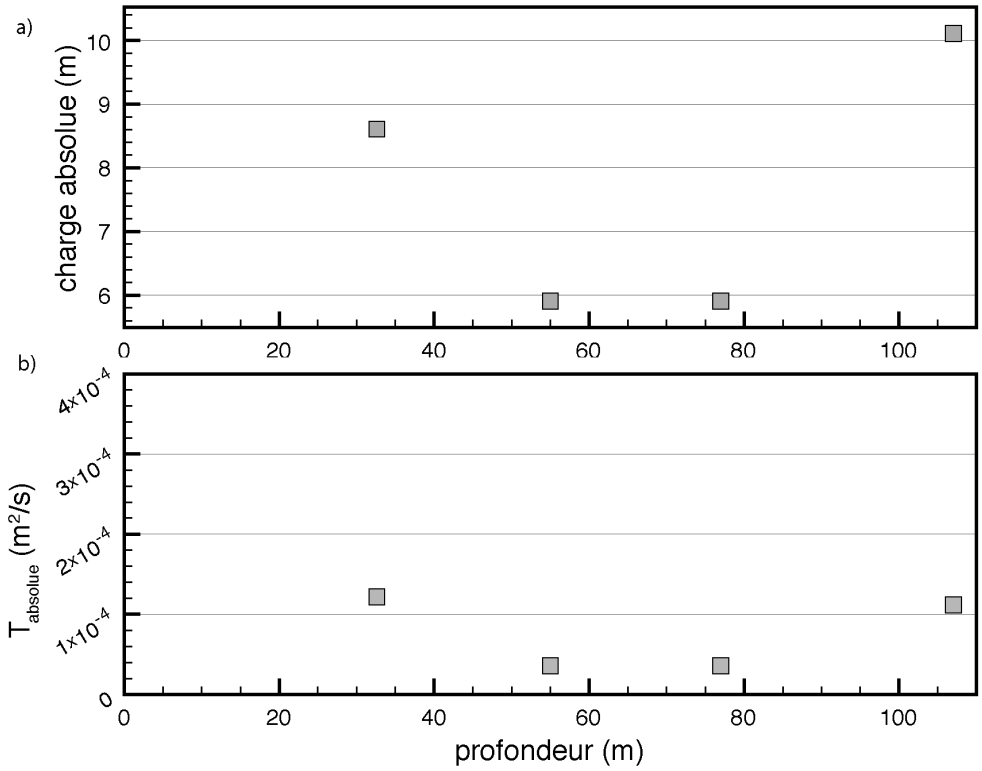

Figure 2.21 : Valeurs de charge et de transmissivité obtenues par le modèle d'inversion de Paillet (1998) pour chaque zone perméable.

En conclusion, au niveau du forage SC39, les arrivées d'eau principales semblent en grande partie contrôlées soit par des niveaux de pegmatites fracturés pris dans la foliation, soit par une combinaison de fractures ouvertes sub-horizontales, mais aussi sub-verticales. Pour compléter ou confirmer ces résultats, il serait intéressant d'utiliser un débit de pompage plus élevé et de mesurer les débits avec un micro-moulinet. Cela permettrait peut-être de rendre compte de toutes les arrivées d'eau productives et de mieux contraindre les modèles d'inversion. Essayons de voir maintenant qu'elle est la connexion entre ces fractures avec les forages environnants.

3.2 Tests d'interférence entre puits.

Pour imager les propriétés hydrauliques des principales zones perméables connectant le forage SC 39 avec les puits environnants, nous avons réalisé des tests d'interférence en débitmétrie avec les forages F29, F32 et F31. Le principe de ces tests d'interférence est expliqué dans le chapitre 1. Pour chaque mise en route ou arrêt de pompage dans les forages F29, F31 et F32, nous mesurons les variations du débit au cours du temps dans le forage SC39 à une certaine profondeur. Nous répétons ces

expériences à différentes profondeurs pour avoir la réponse type du forage SC 39 à un pompage déporté. La position des puits de pompage est schématisée sur la Figure 2.22.a, où le forage SC39 est au centre du dispositif. Le forage F29 est situé à 58,3 mètres, le forage F31 à 36 mètres, et le forage F32 à 12,8 mètres. Le débit pompé sur F31 et F29 est de l'ordre de 30 m^3/h. Sur F32, nous avons installé une pompe à 10 m^3/h, mais la réponse en charge ou en flux était trop faible pour être utilisée.

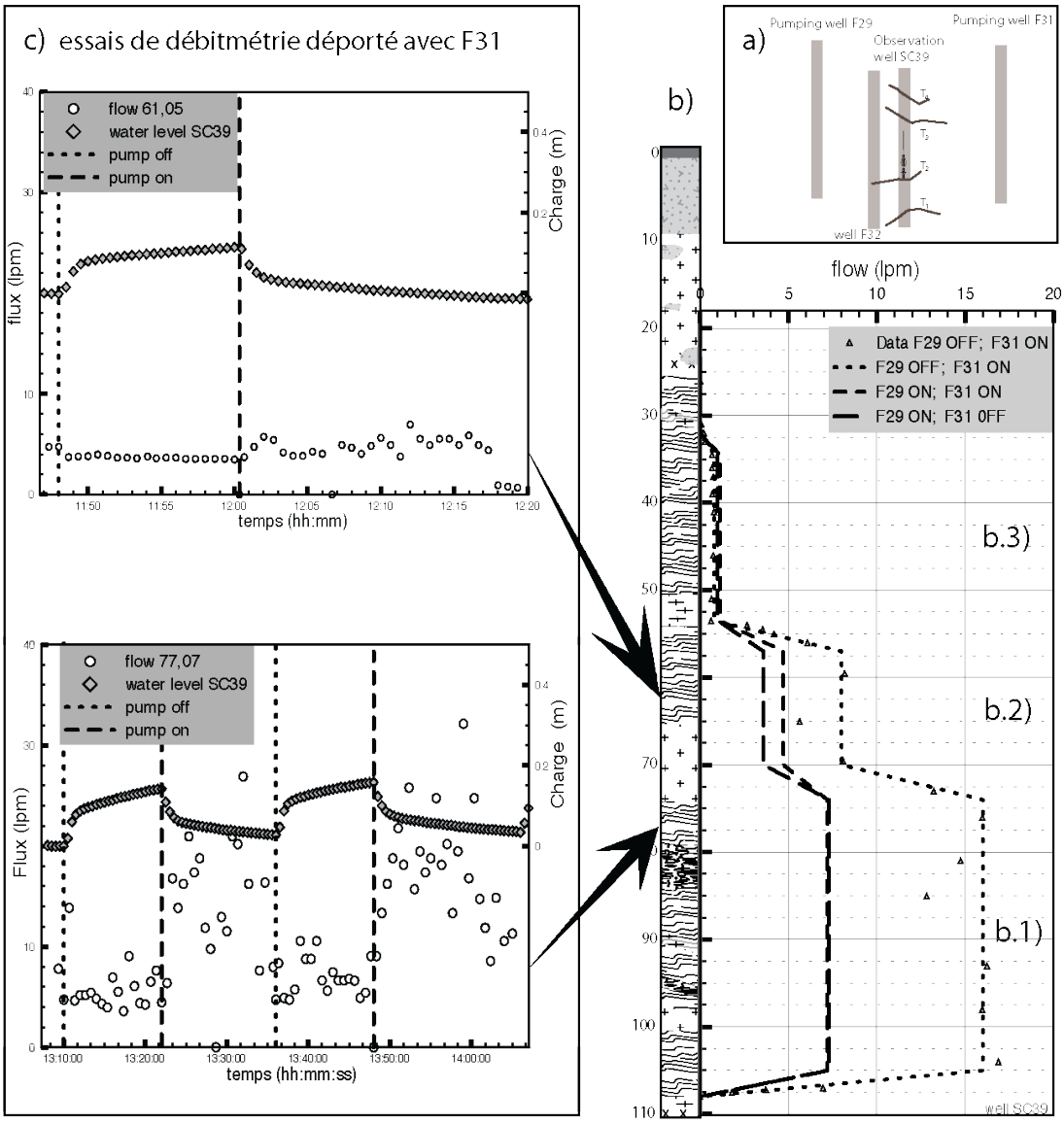

Figure 2.22 : a) Représentation schématique de la position relative des puits pompés par rapport au puits d'observation. b) Débit observé dans le forage SC39 suivant différentes combinaisons de pompage des forages F29 et F31 en régime stationnaire. c) tests de débitmétrie déporté en transitoire avec le puits de pompage F31 à deux profondeurs différentes (61 mètres et 77 mètres).

Les données de rabattement (Figure 2.22.c) montrent que nous avons une bonne connexion du forage SC39 au forage F31 et F29. L'inversion des rabattements avec les différents essais de pompage ont permis d'obtenir la transmissivité et le

coefficient d'emmagasinement globaux des structures connectant les puits de pompage au puits d'observation SC39 (Tableau 2-5).

	pompage F29	pompage F31
transmissivité (m^2/s)	$4{,}6.10^{-3}$	$2{,}2.10^{-2}$
emmagasinement (-)	$3{,}3.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$

Tableau 2-5 : Valeurs d'emmagasinement et de transmissivité obtenues en utilisant les données de rabattement observées en SC39 suite à un pompage en F31 ou F29.

Les valeurs de transmissivité sont élevées, voire très élevées avec des diffusivités de l'ordre de 10 m^2/s. Ces valeurs semblent contradictoires avec la valeur de transmissivité de 3.10^{-4} m^2/s obtenue précédemment (Figure 2.21). Cependant, il existe une forte incertitude sur la répartition des débits dans le puits de pompage et le débit de pompage réel qu'il faudrait appliquer pour inverser les données de rabattement. Il est ainsi possible que le débit pompé dans le puits de pompage soit très supérieur au débit effectif pompé dans la ou les fractures connectant au puits d'observation. Dans ce cas, comme le rabattement observé est proportionnel à Q/T, si on surestime Q, on surévalue T du même facteur. Nous abordons ce point dans le chapitre 3 qui concerne l'inversion des tests d'interférence.

Si les variations de charges sont faciles à traiter, les variations de flux étaient trop faibles ou trop bruitées pour pouvoir inverser les données correctement (Figure 2.22.c). Nous avons donc effectué l'inversion des flux en stationnaire en considérant qu'un régime permanent était atteint au bout de quinze minutes (Figure 2.22.b). Cette approche nous permet d'obtenir une information qualitative sur les connexions pour chaque arrivée d'eau du forage SC39.

La mise en route ou l'arrêt du pompage sur F31 entraine des variations de charges de 15 centimètres sur SC39, mais sans modifier significativement le profil de débit dans le puits (Figure 2.22.b). Ce n'est pas surprenant dans la mesure où les variations de charge entre les différentes arrivées d'eau sont élevées, parfois de plusieurs mètres. En revanche, la mise en route ou l'arrêt du pompage sur F29 entraîne une variation de charge de 40 centimètres sur F29 et une forte variation des débits. En particulier, suite à l'arrêt du F29, le flux ascendant devient deux fois plus importants ce qui implique que l'augmentation de charge consécutive à l'arrêt de F29 se transmette en premier lieu à la zone perméable profonde observée à 107 mètres de

profondeur. C'est donc ce niveau qui connecte principalement le piézomètre SC39 avec le forage F29. Il semble donc que le système de fracturation profond constitué d'une zone broyée juste en dessous des pegmatites fracturées connecte de façon importante le forage SC39 au forage F29.

4 Conclusions et discussion

Dans cette partie, nous avons essayé de caractériser les zones de déformations observées sur le site de pompage de Ploemeur. Nous avons en particulier montré à partir du forage carotté SC39, que les principales zones de déformation se caractérisaient par une déformation de bas grade de type brèche de faille ou bien par des zones broyées, associées ou non à des pegmatites très fracturées. Ces zones de déformation intenses, sont recoupées sur des épaisseurs de 1 à 3 mètres. Les brèches se caractérisent par des ensembles anguleux intégrés dans une matrice argileuse qui se désolidarise facilement. L'orientation de ces différentes structures est cohérente avec les grandes zones de déformation observées sur le site. Ainsi, la principale brèche semble de même direction et orientation que la faille N20 tandis que de nombreuses structures, et en particulier les pegmatites fracturées reprises dans la foliation, mais aussi certaines zones broyées, sont faiblement pentées vers le Nord-Ouest. Cette déformation fragile intense affecte probablement l'ensemble du contact granite micaschiste. Grâce à une prospection et inversion gravimétrique, nous avons par ailleurs cartographié la géométrie de ce contact qui se prolonge suivant un plan subhorizontal vers le Nord.

D'un point de vue hydrogéologique, les mesures de débitmétrie montrent que la brèche de faille n'est pas transmissive dans le forage SC39, malgré l'intensité de la déformation. Cependant, cette zone présente *a priori* une porosité importante, comme le montre l'analyse des ondes V_p et V_s qui suggère une porosité supérieure à 10 %. En revanche, la zone broyée à la base de forage SC39 se présente comme une zone très productrice et très bien connectée à grande échelle. Cette zone se trouve juste en dessous d'un filon de pegmatite. De même, la zone de flux à 54,5 mètres se caractérise par un filon de pegmatite avec une fracturation importante. Ces observations sont cohérentes avec les conclusions de Touchard 1999 présentant les pegmatites comme les structures perméables.

Nous avons mis en évidence d'autres familles de fractures ouvertes sub-verticales de direction N110° et N20°. Ces structures recoupent indifféremment les micaschistes et les granites et peuvent constituer des structures perméables

importantes comme celles que l'on observe dans le forage SC39. Ces deux familles de fractures se caractérisent par une ouverture assez importante.

À l'échelle de l'aquifère, il semble clair que la zone de contact entre granite et micaschiste, zone de contact associée à des pegmatites fracturée ou à des zones broyées, soit la structure perméable majeure permettant de drainer un large bassin. Les structures décrochantes et normales d'orientation Nord 20 doivent contribuer de façon significative à la perméabilité du milieu, au moins localement, mais aussi pour assurer une réalimentation au moins partielle du site. Dans ce contexte, la présence des fractures ouvertes N110° entre la zone de pompage et le cisaillement Sud-Armoricain doit permettre d'augmenter sensiblement la perméabilité verticale. A l'échelle régionale, nous avons pointé également une verticalisation de la foliation des micaschistes en allant vers le nord, qui peut également contribuer à une augmentation de la perméabilité verticale.

Pour compléter ces données sur un modèle de site, des informations à l'échelle de l'aquifère seraient utiles, pour vérifier la profondeur du contact et pour estimer la perméabilité verticale et horizontale du compartiment supérieur que sont les micaschistes. Une partie de la réponse pourrait être obtenue avec la mise en place de forages profonds au Nord de la zone de pompage. Cela permettrait aussi de s'assurer de la connexion hydraulique à grande distance de l'aquifère. Notons que des forages forés récemment sur la commune de Guidel se trouvant plus au Nord-Ouest de Kermadoye présente des arrivées d'eau importante, et des potentialités en eau potable importantes. La caractérisation de ce nouveau site est en court, mais il semble très similaire à ce qui est observé à Kermadoye. Une prospection plus indirecte de la distribution des zones poreuses est aussi envisageable par sondage RMP (sondage par résonnance magnétique). (Legchenko et al. 2002). Cette méthode permet de retrouver les teneurs en eau présentes dans le milieu et sa répartition spatiale en fonction des structures observées.

En se basant sur l'approche géométrique de l'organisation des zones perméables établies sur le site de Ploemeur (l'existence de drains verticaux et d'une structure planaire), il est envisageable d'essayer de retrouver cette géométrie dans d'autres régions. Par exemple au niveau de l'estuaire de la Vilaine où nous avons également la présence de leucogranites syntectoniques du cisaillement sud-armoricain (Gapais et al., 1993). Ce granite affleure au niveau de Guérande sous les micaschistes

ordoviciens (Chantraine et al. 1993). Des fractures verticales de direction N20 sont également cartographiées à proximité du cisaillement sud-armoricain de direction N110°. Dans le domaine centre armoricain (Le Corre et al., 1991), et en particulier dans la région centrée autour de Loudéac, nous pouvons observer une configuration géométrique assez proche. Le plan horizontal est alors défini par le contact anormal entre le socle et les schistes du Briovérien (Chantraine et al., 1988 ; Le Corre et al., 1991). L'observation de l'anomalie magnétique (Bonijoly et al., 1999) à l'échelle de cette région montre des variations de l'anomalie magnétique de très courte longueur d'onde pouvant s'apparenter à un amincissement des schistes briovérien. Par conséquent, cette discontinuité peut se trouver à une profondeur inférieure de l'ordre de la centaine de mètres de profondeur. Nous avons dans ce secteur la présence de failles verticales définies par les failles Kerforne N150 (Lefort, 1973) qui sont potentiellement ouvertes puisqu'elles sont dans le plan d'extension par rapport à l'orientation des contraintes principales actuelles. Un premier travail serait sans doute de regarder plus attentivement les données de la base de données du sous-sol de ces deux régions.

Chapitre 3 : Imagerie des flux par débitmétrie en milieu hétérogène

Introduction

La prédiction des flux et surtout du transport dans les milieux naturels complexes passe par l'élaboration d'un modèle numérique. Idéalement, ce modèle doit pouvoir prendre en compte les paramètres hydrauliques établis à partir d'observations locales (échelle du forage) pour prédire le comportement à l'échelle globale des processus de transport. Pour cela, il est important d'imager au moins partiellement le milieu, ne serait-ce que pour savoir quel type de modèle est potentiellement approprié.

En particulier, il peut être important de décrire de manière explicite les principales fractures ou zones perméables connectant les différents puits (Le Goc et al, 2010). Dans ce chapitre, nous abordons cette question à travers les mesures de débitmétrie en forage (Paillet et al, 1998, Le Borgne et al, 2006b). Nous allons en particulier nous concentrer sur la détermination des paramètres hydrogéologiques et géométriques des structures perméables entre le puits de pompage et le puits d'observation. L'intérêt de cette approche est d'obtenir des informations à l'échelle du puits et à l'échelle interpuits, même dans des forages crépinés, où il n'est pas possible d'utiliser des obturateurs hydrauliques. Même si il existe des modèles semi-analytiques (Paillet, 1998, Le Borgne, 2006a), ou analytiques (Tsang et Doughty, 2003), ces modèles qui permettent d'interpréter les données de terrain, reposent tous sur certaines hypothèses simplificatrices. C'est pourquoi, nous avons développé un modèle numérique intégrant explicitement la géométrie du milieu et les paramètres hydrogéologues des fractures. Cette étude est un préalable à l'inversion des données.

Dans les paragraphes suivants, nous allons tout d'abord passer en revue les différentes méthodes de débitmétrie permettant de caractériser les paramètres hydrogéologiques des fractures. Nous verrons quelles sont les hypothèses avancées pour la résolution des systèmes, et les limites de ces approches. Nous présenterons ensuite notre approche numérique permettant de reproduire les flux associées à quelques fractures. La principale question est de savoir si les propriétés des fractures peuvent être déduites et si le cheminement des flux dans le milieu est caractérisable par l'étude des flux en forage. L'étude du comportement des flux en forage et en régime transitoire permettra de comprendre si les flux mesurés et les comportements

observés sont symptomatiques d'une géométrie de structure et de connectivité ou au contraire s'il s'agit d'artéfacts locaux liés au forage ou à la sensibilité de la mesure. Cette étude sera complétée et illustrée par des mesures de flux réalisées sur différents sites expérimentaux.

1 Débitmétrie en forage

1.1 Interprétation en forage simple

Il existe de différents types de débitmétres basés sur différents principes de mesure comme les micro-moulinets, le heat-pulse thermique, l'injection de traceur ou encore basé sur des principes électromagnétiques (voir chapitre 1). La technique a surtout été utilisée par l'industrie pétrolière puis pour les ressources en eau. L'outil de débitmétrie et son utilisation ont été étudiés en détail (Moltz et al., 1989, 1990 ; Rehfeld et al., 1989 ; Taylord et al., 1990 ; et Kabala 1993). Historiquement, les premières mesures de débitmétrie ont été effectuées par micro-moulinet pour détecter les principales zones perméables. Un premier exemple d'application concerne la détection des arrivées d'eau dans les milieux stratifiés en forage simple. La sensibilité de l'outil de mesure étant faible, la détection s'effectuait de façon qualitative et sous pompage. Si une courbe de tarage était disponible, la distribution des flux en fonction de la vitesse pouvait facilement être quantifiée.

L'augmentation de la sensibilité des appareils et le passage à d'autres techniques et en particulier le heat-pulse ou le débitmètre électromagnétique, a permis de mesurer les flux verticaux ambiants pouvant être présents dans les forages. La mesure de flux en ambiant permet de contraindre et d'anticiper des possibles migrations verticales de contaminant. La quantification des flux en ambiant et sous pompage permet également de quantifier la transmissivité et la charge des principales zones perméables (Paillet, 1998). Cette méthode permet de déterminer les transmissivités de chaque structure de façon simple même si la présence d'effet de peau peut influencer les résultats ainsi que la perte de charge à travers l'outil de mesure (Kabala et Xiang, 1992).

La présence d'arrivées d'eau avec des charges différentes dans un forage implique des flux entre ces différents niveaux. La Figure 3.1 illustre shématiquement la configuration des charges et les flux associés dans le cadre d'un aquifère stratifié autour d'un forage connectant les différents aquifères en condition ambiante (sans pompage). Les paramètres à déterminer dans ce cas pour chaque arrivée d'eau sont les suivants : la charge dite lointaine h_i [L], la transmissivité T_i et l'emmagasinement S_i.

Pour les n arrivées d'eau, ces paramètres hydrogéologiques vont conditionner la forme du cône de rabattement, le rayon d'action de chacun et par conséquent le flux q_i contributeur de chaque arrivée. Les informations disponibles, pour la caractérisation de ces paramètres sont la mesure de charge dans le forage h_{avg} (charge en condition ambiante), h_{wb} (charge sous pompage) et N mesures de flux q_i, pour chaque arrivée d'eau. Ce qui implique 3 fois N paramètres à trouver pour 2*N données (mesure en ambiant et sous pompage) ; la résolution de ce probleme est donc sous contraint.

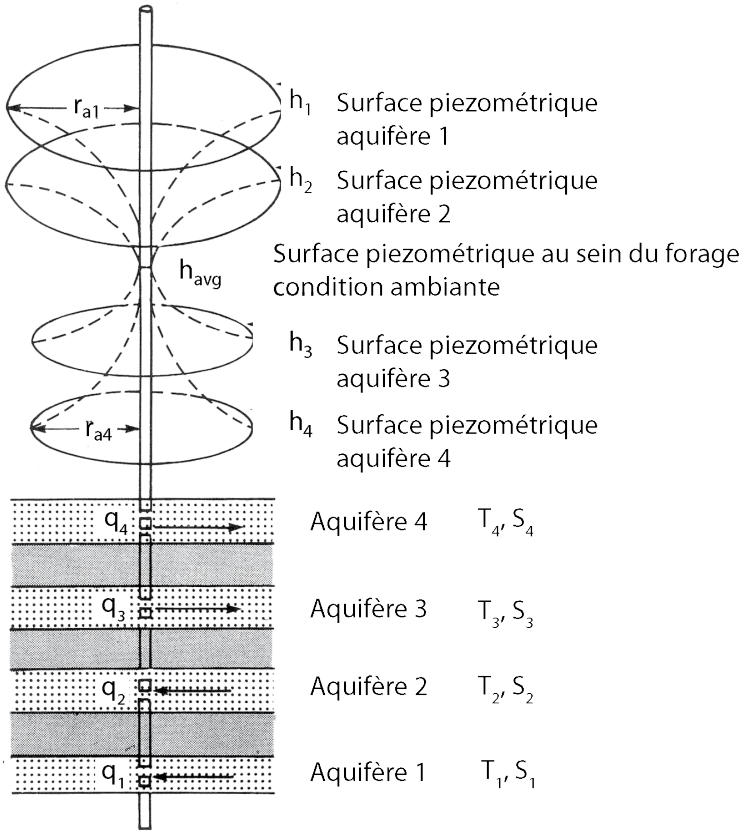

Figure 3.1 : Condition de flux et de répartition des charges autour d'un forage intersectant un aquifère stratifié (d'après Gordon et al., 1982 modifié).

Si nous ne cherchons plus qu'à établir les paramètres de charge et de transmissivité, en considérant un régime permanent par exemple, le problème n'est plus sous contraint (même si en toute rigueur il faille définir la distance r_i à laquelle on observe la charge lointaine h_i). Cela nécessite cependant une certaine simplification.

1.1.a Interprétation en conditions transitoires

L'approche analytique nécessite une configuration axisymétrique pour simplifier le problème. En considérant que chaque niveau contributeur a une géométrie planaire d'extension infinie, on peut écrire suivant l'approximation de Cooper-Jacob (Cooper et al., 1967), le rabattement dans chaque fracture de la façon suivante :

$$s_i(r_w,t) = \frac{q_i^1(t) - q_i^0}{2\pi T_i} \ln\left(\frac{1{,}5}{r_w}\sqrt{\frac{T_i}{S_i}t}\right) \qquad (3.1)$$

$$\text{a) } R_i = 1{,}5\sqrt{\frac{T_i}{S_i}t}\,; \quad \text{b) } s_i(r_w,t) = \frac{q_i^1(t) - q_i^0}{2\pi T_i} \ln\left(\frac{R}{r_w}\right) \qquad (3.2)$$

Où s_i [L] est le rabattement propre à chaque arrivée d'eau ($s_i=h_i-h_{wb}$) ; q_i^1 et q_i^0 sont respectivement les flux mesurables sous pompage et les flux mesurables sans pompage (voir Figure 3.3a b) [L^3/T]; r_w est le rayon effectif du forage [L] ; et t est le temps [T]. Si l'on pose R_i [L] comme étant la distance à partir de laquelle on n'observe plus de rabattement dans la fracture considérée (3.2.a), nous obtenons alors la relation de Dupuis (de Marsily, 1981) (3.2.b).

Les pertes de charge dans le forage sont considérées comme négligeables (Rehfeldt et al., 1989), par conséquent la charge est considérée comme uniforme dans le forage (s_i=s) à tout moment. A partir de cette équation il est possible de retrouver les paramètres hydrogéologiques de deux manières, soit en observant explicitement l'évolution du flux en transitoire, soit en observation stationnaire.

Méthode du double flowmeter test (Kabala, 1994)

La méthode du double flowmeter test (Kabala 1994) consiste à mesurer des flux en transitoire lors de la mise en route du pompage. On considère dans ce cas que le flux est mesuré à un instant t donné (FlowSnapshot) (Kabala 1994 ; Hanson, 1996). L'évolution de l'intensité des flux entre deux temps consécutifs permet d'estimer les propriétés hydrauliques T_i et S_i de chaque couche. En reprenant la relation à deux temps consécutifs différents, nous obtenons la relation (3.3) pour la transmissivité et la relation (3.4) pour l'emmagasinement (Kabala, 1994) :

$$T_i = \frac{\Delta q_i}{4\pi(s_{i2} - s_{i1})} \ln\left(\frac{t_{i2}}{t_{i1}}\right), \qquad (3.3)$$

$$S_i = \frac{0.562\Delta q_i}{\pi r_w^2 (s_{i2} - s_{i1})} t_{i2} \left(\frac{t_{i2}}{t_{i2}}\right)^{s_{i1}/(s_{i2}-s_{i1})} \ln\left(\frac{t_{i2}}{t_{i1}}\right), \qquad (3.4)$$

$$\Delta q_i = \left(q_{i1} + q_{i2}\right)\Big/2 \qquad (3.5)$$

où Δq_i est un débit moyen déterminé entre deux temps de mesure de flux effectuée au dessus de l'arrivée i, et q_{ij} est le flux mesuré au dessus de l'arrivée i au temps j. Cette solution peut être appliquée sous certaines conditions. La première est celle de l'approximation de Cooper-Jacob qui doit être applicable pour chaque arrivée d'eau, donc pour des temps d'observation assez longs avec $(4Tt/Sr_w^2)>100$. En d'autres termes, il faut que le rabattement dans les zones perméables réponde à la loi de Theis. Javandel et Witherspoon 1969 montrent que pour un milieu hétérogène où les contrastes de perméabilité vont jusqu'à deux ordres de grandeur, la fonction de Theis peut décrire le rabattement dans le forage à partir de temps d'observation supérieurs à 250 secondes. De plus, il faut faire attention à ce qu'aucun effet d'emmagasinement de forage ne soit présent (wellbore Storage) (Padapapoulos and Cooper, 1967 ; Lapcevic 1993). La caractérisation par la méthode de double flowmeter test n'est possible qu'une fois cet effet disparu. Cette approche implique aussi qu'il n'y ait pas de différence de charge entre les différentes arrivées d'eau. Or cela est rarement le cas dans les milieux hétérogènes ou stratifiés ou en condition ambiante. Paillet (1998) proposent une méthode alternative basée sur la soustraction des flux sous pompage et ambiants afin de se retrouver dans des conditions de charges identiques entre les fractures.

Approche semi analytique (Paillet, 1998)

Afin de caractériser les flux en forage simple en présence de fractures connectant le forage, Paillet (1998) a établi un modèle basé sur une résolution semi-analytique. Il s'agit d'un processus itératif où le débit est calculé en fonction du rabattement à chaque pas de temps, définissant les gradients de charge locaux et les paramètres hydrogéologiques de chaque fracture. Comme le montre la Figure 3.2, ce

modèle prédit le flux dans un forage connecté à plus de deux zones perméables. Il prend donc en compte la charge dans le forage, les charges de chaque fracture dites « charges lointaines » pour chacune des fractures et les propriétés hydrauliques de chacune. Le modèle calcule l'évolution des charges en fonction du temps après la mise en place des conditions initiales et en intégrant au cours du temps une réponse incrémentale d'une fonction indice pour chaque zone. La fonction indice est définie par la solution de Cooper et al (1967) permettant d'obtenir la réponse en charge suite à un mouvement instantané de la charge dans un forage, et ceci pour chaque fracture. Cette fonction indice donne donc l'évolution temporelle de la charge dans chaque fracture pour un choc hydraulique. La somme de toutes ces réponses donne la variation de charge au cours du temps pour toutes les arrivées. Ensuite à chaque pas de temps, les flux issus de chaque arrivée d'eau sont recalculés en regardant la différence de charge entre le puits d'observation et les charges lointaines de chaque arrivée en fonction des propriétés hydrogéologiques de chacune. La détermination des paramètres se fait par un jeu d'essais erreur des paramètres. Les flux calculés sont ainsi ajustés aux flux mesurés. Le nombre élevé de degrés de liberté fait que cet ajustement n'est pas des plus faciles. Cependant Paillet (2000) démontra que le couple de données en condition ambiante et sous pompage peut permettre d'ajuster les paramètres.

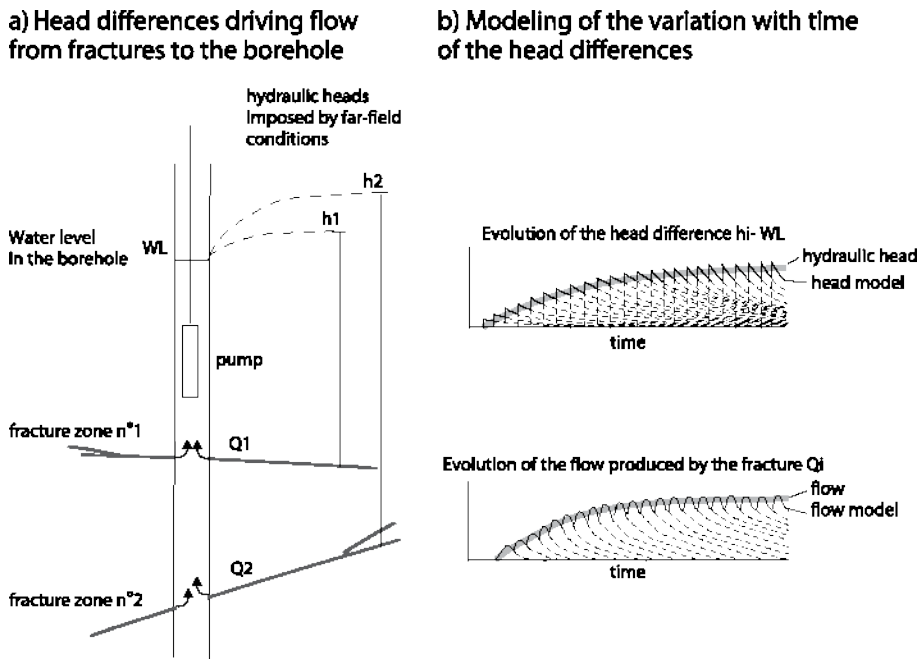

Figure 3.2 : Illustration des flux et de la charge à un instant t, sous condition de pompage. b) modélisation de l'évolution de la charge et des flux en fonction du temps. La charge dans le forage est simulée par une somme successive de chocs hydrauliques. Le flux est calculé à partir des conditions de charge établie (D'après Paillet, 1998 ; William et Paillet, 2002, et Le Borgne et al. 2006a).

Nous venons de voir que l'étude des variations de flux au cours du temps est possible ; cependant, elle est soumise à certaines contraintes, soit expérimentales (mesure des variations de flux au court du temps), soit en terme de coût de recherche des bons paramètres. Il est toutefois possible de retrouver les paramètres de charge et de transmissivité en conditions dite stationnaires et sous certaines hypothèses.

1.1.b Interprétation en régime permanent

L'équation de base de la variation de charge (1) pour chaque fracture peut être simplifiée en considérant deux hypothèses sur l'emmagasinement. La première consiste à fixer la valeur de l'emmagasinement S_i=S (équation (3.6)) (Morin et al., 1988 ; Moltz et al., 1989). La seconde hypothèse considère que l'emmagasinement est proportionnel à la transmissivité T_i de la structure ce qui signifie que la diffusivité ν_i est constante (Rehfeldt et al., 1989) (3.7):

$$S_i = S = cst, \qquad (3.6)$$

$$\nu_i = \frac{T_i}{S_i} = \nu = \frac{T}{S} \qquad (3.7)$$

Si l'on considère l'hypothèse de la relation (3.6) ; nous pouvons écrire pour la transmissivité de chaque arrivée d'eau (3.8):

$$T_i = \frac{q_i^1 - q_i^0}{2\pi . s_i} \ln\left(\frac{1{,}5}{r_w}\sqrt{\frac{T_i . t}{S}}\right) \qquad (3.8)$$

Ou encore en considérant une diffusivité ν [-] constante, T peut être déterminé suivant la relation (3.9) où *T* et *S* sont respectivement l'emmagasinement et la transmissivité de la totalité du système.

$$T_i = \frac{q_i^1 - q_i^0}{2\pi . s_i} \ln\left(\frac{1{,}5}{r_w}\sqrt{\frac{T . t}{S}}\right) \qquad (3.9)$$

Sous l'hypothèse d'un emmagasinement constant (3.8), la résolution peut se faire suivant un processus itératif (Morin et al 1989 ; Moltz et al 1989 ; Rehfeldt et al 1989 ; Hess et al.,1992). Pour cette interprétation, l'hypothèse importante est donnée dans les travaux de Javandel et Witherspon 1969. On considère un aquifère stratifié où *T* ne varie qu'en fonction de la profondeur (et non pas en fonction de la distance *r* au puits de pompage). La charge est constante le long du forage, il n'y a pas de flux ambiant. Ces auteurs montrent alors que les équipotentielles de charge sont alignées verticalement et deviennent parallèles à proximité du puits peu de temps après la mise en route du pompage. Dans ces conditions et d'après la loi de Darcy, le flux de chaque arrivée d'eau est proportionnel à T_i. Pour retrouver la valeur de T_i de chaque couche, les flux peuvent être analysés à partir du flux qui passe dans le flowmeter. C'est la méthode classique qui est employée le plus souvent. On suppose que le cône de rabattement dans chaque niveau est le même quel que soit la transmissivité des différentes couches. A partir de la relation (3.8), nous obtenons la relation suivante :

$$\left(q_i^1 - q_i^0\right) = \alpha . T_i, \qquad (3.10)$$

avec α un coefficient de proportionnalité [L^{-1}]. Comme la somme des flux contributeurs au forage est égale au débit pompé dans ce même forage, cela conduit à :

$$\sum_{i}^{n}\left(q_i^1 - q_i^0\right) = Q^1 = \alpha.\sum_{i}^{n} T_i = T \;;\; \alpha = \frac{Q}{T} \qquad (3.11)$$

En remplaçant α dans la relation (3.10) on obtient :

$$\frac{q_i^1 - q_i^0}{Q} = \frac{T_i}{T} \qquad (3.12)$$

Nous observons donc une relation de proportionnalité entre le débit apporté par chaque fracture et sa transmissivité. Cependant cette relation n'est valable que dans les cas où l'état stationnaire est atteint. Cette approche est pratique puisque la détermination de S_i et de r_w n'est pas nécessaire. De plus la transmissivité de chaque couche est déterminée par un coefficient de proportionnalité α qui permet de facilement déterminer l'ordre de grandeur de la transmissivité même si l'appareil de mesure n'est pas calibré (à condition qu'il y ait une réponse linéaire sur toute la gamme de débits observés).

Le calcul de la transmissivité par cette approche n'est correcte que si les contraintes de pompage sont faibles, afin que le gradient de charge local ne soit pas trop important autour du forage (Morin et al., 1988 ; Moltz et al., 1989 ; Rehfelt et al.,1992). Cela revient à la relation des débits démontrés par Javandel et Witherspoon 1969 où les équipotentielles de charge sont verticales autour du puits de pompage. L'emploi de cette relation est valable pour les temps longs c'est à dire quand $u_w>100$ donné par la relation :

$$u_w = \frac{T.t}{r_w^2.S} \qquad (3.13)$$

1.1.c Essais par double débit de pompage

Tsang et Doughty (2003) ont proposé une approche basée sur la mesure de flux sous deux conditions de pompage. Sur la Figure 3.3 sont représentées les conditions de flux en fonction des différentes configurations de pompage. Dans le cas étudiés par Tsang et Dougthy (2003), les charges ne sont pas mesurées en condition ambiante mais seulement sous pompage. A partir de l'observation de la variation de flux entre chaque arrivée d'eau et pour les deux conditions de pompage, Tsang et

Doughty peuvent retrouver les différentes charges h_i et Ti qui sont respectivement la charge et la transmissivité pour chacune des fractures.

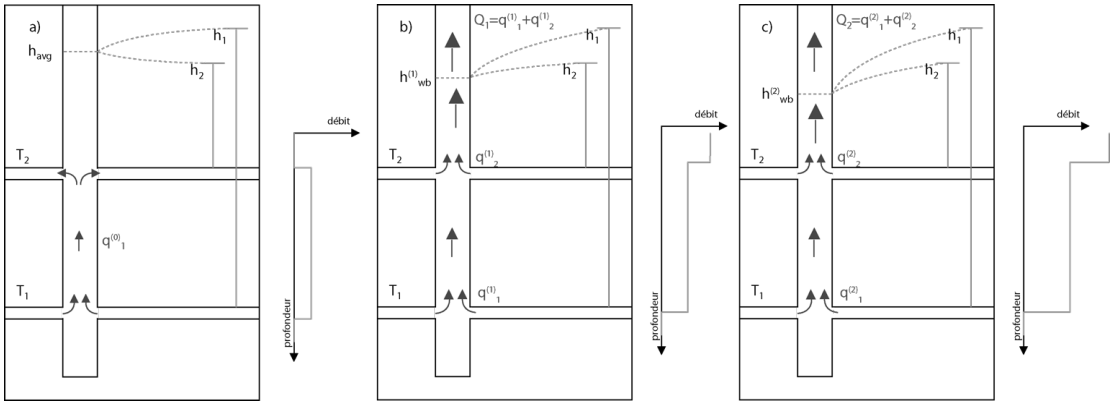

Figure 3.3 : Courbe type de débitmétrie en forage simple suivant différentes configurations, a) condition ambiante, b) sous pompage (essais 1), c) sous un pompage plus important (essais 2) (d'après Le Borgne 2005).

Dans ce cas Tsang et Doughty (2003) utilisent la solution de Jacob en régime permanent pour chacune des arrivées d'eau. Nous obtenons alors la relation suivante :

$$q_i = \frac{2\pi T_i^*(h_i - h_{wb})}{\ln(r_i / r)} = T_i(h_i - h_{wb}) \qquad (3.14)$$

Cette équation peut être simplifiée en utilisant une transmissivité effective T_i intégrant le rayon d'influence. Dans ce cas, la relation entre la transmissivité effective du milieu et la différence de charge pour chaque fracture est linéaire. La transmissivité au sein du forage est beaucoup plus importante que celle des arrivées d'eau par conséquent la charge est la même sur toute la hauteur du forage. Lors de la mise sous pompage la somme des débits issus des différentes arrivées d'eau est égale au débit pompé (par convention les débits sortants sont négatifs et les débits entrants sont positifs). Nous avons donc $Q^{(1)} = \sum q_i^{(1)}$. En couplant cette relation à la relation (3.14) nous obtenons :

$$Q^{(1)} = \sum T_i\left(h_i - h_{wb}^{(1)}\right) \qquad (3.15)$$

La méthode du double pompage consiste à observer la différence des flux entre deux conditions de pompage différentes, nous obtenons alors les débits les débits pour chaque arrivée ::

$$q_i^{(2)} = T_i\left(h_i - h_{wb}^{(2)}\right), \qquad (3.16)$$

$q_i^{(2)}$ correspond au flux à la sortie de la fracture *i* sous la condition de pompage *2*. Nous avons le débit total dans cette condition égale à:

$$Q^{(2)} = \sum T_i\left(h_i - h_{wb}^{(2)}\right) \qquad (3.17)$$

Les paramètres de charge lointaine et de transmissivité restent inchangés, seuls changent la charge au sein du forage et les débits issus des différentes arrivées suite au changement de pompage. Nous résolvons l'équation pour h_i via la relation (3.17) que l'on substitue à la relation (3.16) afin d'obtenir une expression pour q^2_i en fonction de Q^2 . Ils obtiennent alors (Tsang et Doughty, 2003):

$$q_i^{(2)} = q_i + \frac{T\left(Q^{(2)} - Q^{(1)}\right)}{\sum T_i} \;;\; \Delta q = \frac{T_i \Delta Q}{T_{tot}} \qquad (3.18)$$

En définissant $\Delta q_i = q^{(2)}_i - q^{(1)}_i$; $\Delta Q = Q^{(2)} - Q^{(1)}$; $T_{tot} = \sum T_i$, cela permet d'avoir une forme plus compacte. Cette relation permet de s'affranchir des charges hydrauliques « lointaines » et ainsi d'obtenir une variation de flux directement proportionnelle à la transmissivité de la fracture en question. Il suffit alors de résoudre l'équation (3.14) pour T_i qui est ensuite substitué dans la relation (3.18) :

$$\Delta q = \frac{\Delta Q\, q_i}{T_{tot}\left(h_i - h_{wb}\right)} \qquad (3.19)$$

Nous pouvons remarquer que si toutes les charges lointaines de chaque arrivée d'eau sont identiques, nous obtenons alors la relation simple (3.20). En d'autres termes toutes les sources contribuent au débit Q. La variation de débit relative de chaque fracture sera proportionnelle à la variation de débit relative du pompage.

$$\frac{\Delta q_i}{q_i} = \frac{\Delta Q}{Q} \qquad (3.20)$$

Cette relation peut être encore simplifiée dans le cas d'une même transmissivité T_i et d'une même charge h_i pour toutes les arrivées d'eau. Nous

obtenons $q_i = \frac{Q}{N}$; N étant le nombre d'arrivées d'eau. Si nous substituons q_i dans l'équation (3.20) nous obtenons pour N arrivées, la relation suivante :

$$\Delta q_i = \frac{\Delta Q}{N} \qquad (3.21)$$

Nous venons de simplifier la configuration au maximum, mais si l'on revient à la configuration initiale où chaque zone fracturée possède sa propre transmissivité et sa propre charge, nous pouvons réécrire la relation (3.18) en plaçant à gauche de l'égalité les informations mesurables sur le terrain :

$$\frac{\Delta q_i}{\Delta Q} = \frac{T_i}{T_{tot}} \qquad (3.22)$$

Nous pouvons aussi réécrire l'équation (3.15) sous la forme suivante :

$$Q = \sum T_i \left(h_i - h_{wb}\right) = T_{tot}\left(h_{avg} - h_{wb}\right) \qquad (3.23)$$

Où h_{avg} est définie comme suit :

$$h_{avg} = \frac{\sum T_i h_i}{T_{tot}} \qquad (3.24)$$

Cette charge correspond à la moyenne des charges lointaines pondérée par les transmissivités de chaque fracture. En d'autres termes c'est la charge observée dans le forage sans pompage en conditions ambiantes. En réarrangeant l'équation (3.23) avec (3.24) nous obtenons :

$$\frac{Q}{T_{tot}} = h_{avg} - h_{wb} \qquad (3.25)$$

Si l'on reprend l'équation de Darcy simplifié (3.14) pour isoler les variations de charge l'expression se réduit à :

$$\frac{q_i}{T_i} = h_i - h_{wb} \qquad (3.26)$$

Le rapport entre les deux équations (3.25) et (3.26)permet d'obtenir la relation suivante

$$\frac{q_i T_{tot}}{Q T_i} = \frac{h_i - h_{wb}}{h_{avg} - h_{wb}} \tag{3.27}$$

Via l'équation (3.22) en éliminant les termes $\frac{T_{tot}}{T_i}$ nous obtenons

$$\frac{q_i / \Delta q}{Q / \Delta Q} = \frac{h_i - h_{wb}}{h_{avg} - h_{wb}} \tag{3.28 }$$

L'équation (3.28) permet d'obtenir une relation directe entre les variations relatives de débits observés et pompés et les différences de charges hydrauliques « lointaines » de chaque arrivée d'eau. En d'autres termes, s'il y a une charge différente entre les fractures, la proportionnalité entre les flux observés et les débits pompés n'est plus observée. La présence d'une charge bien définie h_i différente de la charge h_{avg} (condition ambiante) introduit un terme non linéaire dans la variation des débits relatifs.

Il est possible de retrouver les paramètres de transmissivité T_i (3.22) et de charge h_i (3.28) du double essai de pompage en stationnaire. L'information peut être densifié en effectuant des essais de pompage à différents débits, il suffit alors de les comparer deux à deux. Cette approche permet, dans un premier temps, de voir si les mesures sont cohérentes. Si ce n'est pas le cas, il faut vérifier que les conditions limites h_i n'évoluent pas en fonction de l'intensité du pompage et donc du rayon d'action du cône de rabattement.

1.1.d Sensibilité de la mesure

Dans le cas de milieux hétérogènes, le forage recoupe des structures qui présentent des transmissivités ainsi qu'un emmagasinement pouvant varier sur plusieurs ordres de grandeur. Ruud et al., (1996) ont effectué une étude de sensibilité afin de comparer l'approche analytique et la méthode du double flowmeter test dans une configuration simple avec un forage et deux niveaux conducteurs. Ils ont conclu que le paramètre déterminant est la diffusivité ν_i de la structure et plus particulièrement ν_i/ν_{tot}, le rapport entre la diffusivité de l'arrivée i et la diffusivité

totale des autres arrivées d'eau. Ainsi pour des diffusivités $\nu_i/\nu_{tot}<10^{-4}$ ou $\nu_i/\nu_{tot}>10^{4}$ la transmissivité calculée est surestimée par rapport à la transmissivité vraie d'un facteur allant de 0,97 à 1,55 pour la méthode du test simple et d'un facteur variant de 0,99 à 3,4 pour la méthode du double flowmeter. Dans le cas de deux arrivées d'eau de même transmissivité, l'erreur sur l'emmagasinement avec la méthode du double flowmeter (Kabala et al., 1989) est de plusieurs ordres de grandeur pouvant aller jusqu'à 4 quand les rapports de diffusivité sont $10^{-1}<\nu_i/\nu_{tot}<10^{1}$. Ainsi, le calcul de l'emmagasinement et de la transmissivité des structures est à prendre avec précaution : alors que l'ordre de grandeur est interprétable, il peut être relativement difficile d'obtenir une valeur exacte lorsque la variabilité de la transmissivité et l'emmagasinement est importante. L'existence de zones perturbées autour du forage liées à la formation rend la quantification encore plus difficile (Xiang et al., 1995). Suivant que la zone perturbée soit plus ou moins transmissive que la zone étudiée, la transmissivité de la structure perméable est respectivement sur ou sous estimée. Cependant en fonction de l'importance de la zone perturbée une estimation de la structure perméable peut être réalisée.

1.2 Essais d'interférence entre puits

Comme nous avons pu le voir dans le cadre de mesures en puits simple, le flux mesuré dans le puits d'observation dépend des conditions de charge lointaine de chaque fracture. Dans le cas d'essais déportés, les conditions aux limites sont modifiées en actionnant un pompage à une certaine distance du puits d'observation. Cette variation de charge va engendrer une variation de flux au sein du puits d'observation. L'étude en essais d'interférence (cross-flow test) consiste donc à prédire comment la variation de charge va s'effectuer au sein des différentes fractures connectant les deux puits. Le rabattement peut être prédit en connaissant la distance, les connexions, l'emmagasinement et la transmissivité séparant les puits. Paillet et al. (1992) ont initié les travaux sur l'utilisation de débitmètre en condition transitoire pour la caractérisation des connexions et des paramètres hydrogéologiques des fractures. Cette approche est basée sur les observations théoriques de Long et al., (1982) montrant que la connexion des fractures joue un rôle très important dans le contrôle des débits en milieu hétérogène. Dans cette approche, Paillet considère

différentes échelles de mesure. Dans un premier temps il considère les propriétés a l'échelle locale puis observe comment se connecte chaque fracture individuelle à plus grande échelle.

La détermination explicite des connexions entre les forages n'est pas simple à réaliser, car les connexions entre les deux forages ne sont pas nécessairement directes. En effet, les différentes fractures intersectant le forage peuvent se connecter entre elles et ne former alors qu'un seul chenal (Figure 3.4). Nous observons, dans ce cas, que le forage sous pompage sollicite une seule structure majeure, engendrant alors un rabattement dans deux autres fractures, ce qui entraine une variation de flux dans le puits d'observation. En utilisant le modèle de Paillet (1998) cité précédemment, Williams et Paillet (2002), présentent différents types de flux pouvant s'associer à des connexions indirectes (Figure 5).

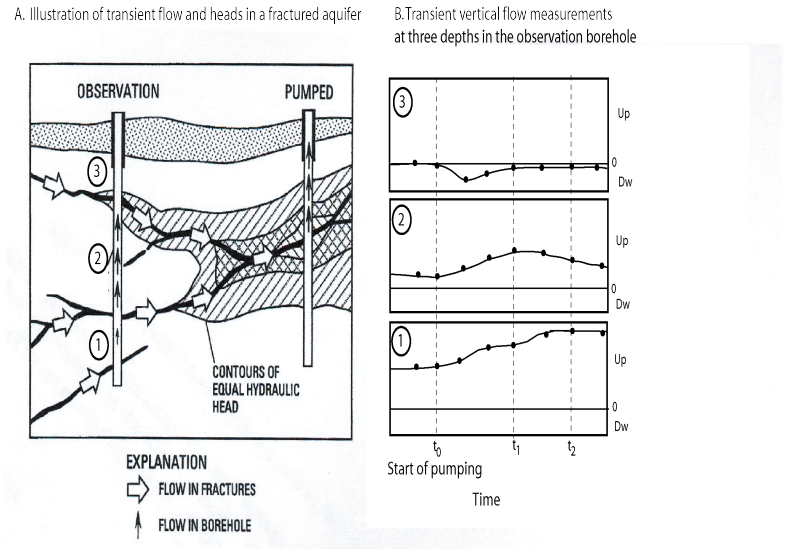

Figure 3.4 : Exemple de modification des flux verticaux suite à la mise en route d'un pompage sur un puits adjacent (Paillet, 1998).

La Figure 3.5 montre le comportement des flux dans un milieu recoupé par trois fractures. La configuration est la suivante, nous avons deux fractures, l'une connectant les deux puits et l'autre ne connectant que le puits d'observation. Une troisième fracture connecte les deux premières de façon plus ou moins importante. Cette connexion est définie entre deux cas extrêmes : le premier où la troisième fracture est étanche (isolated), et le second où la transmissivité de la troisième fracture est très importante (short-circuit). L'intensité des flux varie en fonction de l'importance de la connectivité de la troisième fracture.

Dans le cas isolé (isolated) le flux mesurable entre les deux fractures augmente au cours du temps. Ce flux est la conséquence d'un rabattement qui augmente de façon continue suivant la loi de Theis dans la fracture supérieure lors de la mise sous pompage. Par contre, la charge reste constante dans la fracture inférieure. Par conséquent, la différence de charge entre les deux fractures au niveau du puits d'observation augmente, induisant une augmentation du flux entre les deux fractures tant que le pompage a lieu. L'autre configuration (short-circuit) implique que les deux fractures au niveau du puits d'observation sont connectées au puits de pompage. Par conséquent, la charge diminue dans les deux fractures dès la mise en route du pompage. La différence de charge entre les deux fractures au niveau du puits de pompage augmentera jusqu'à atteindre un équilibre des charges entre les deux fractures. Un pic de flux au tout début de la mise en route du pompage est lié à l'effet d'emmagasinement dans le forage (wellbore Storage) (Lapcevic 1993, chapitre 1).

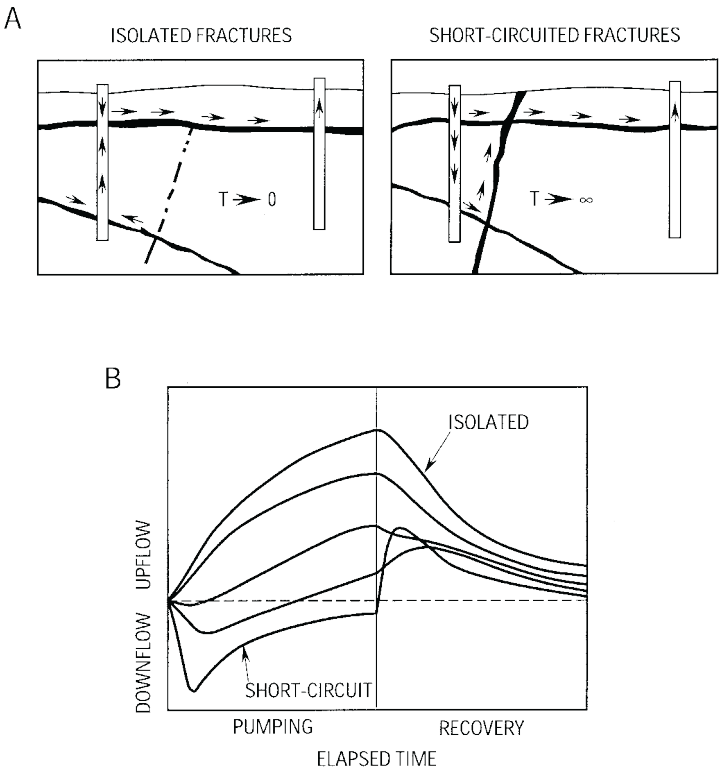

Figure 3.5 : Courbes types de flux pour différente situation de connexion : (A) une fracture connectée au puits de pompage et au puits d'observation, avec une fracture en plus connectant le puits d'observation. (B) courbe type variant en direction et en intensité en fonction de la transmissivité de la troisième fracture présent dans le milieu (Paillet, 1998).

La complexité des connexions entre les deux forages induit un comportement particulier des flux. Paillet (1998) prend en compte cette particularité en considérant

que chaque arrivée d'eau présente au sein d'un forage fait partie d'un groupe de familles associant les fractures avec des paramètres plus ou moins communs. Ainsi, entre les forages les arrivées d'eau se regroupent en une ou deux familles pour ensuite être dissociées en plusieurs fractures observables dans le puits d'observation. La démarche supplémentaire est de pouvoir regrouper les fractures présentes localement en famille connectant les forages à plus grande distance (Figure 3.6).

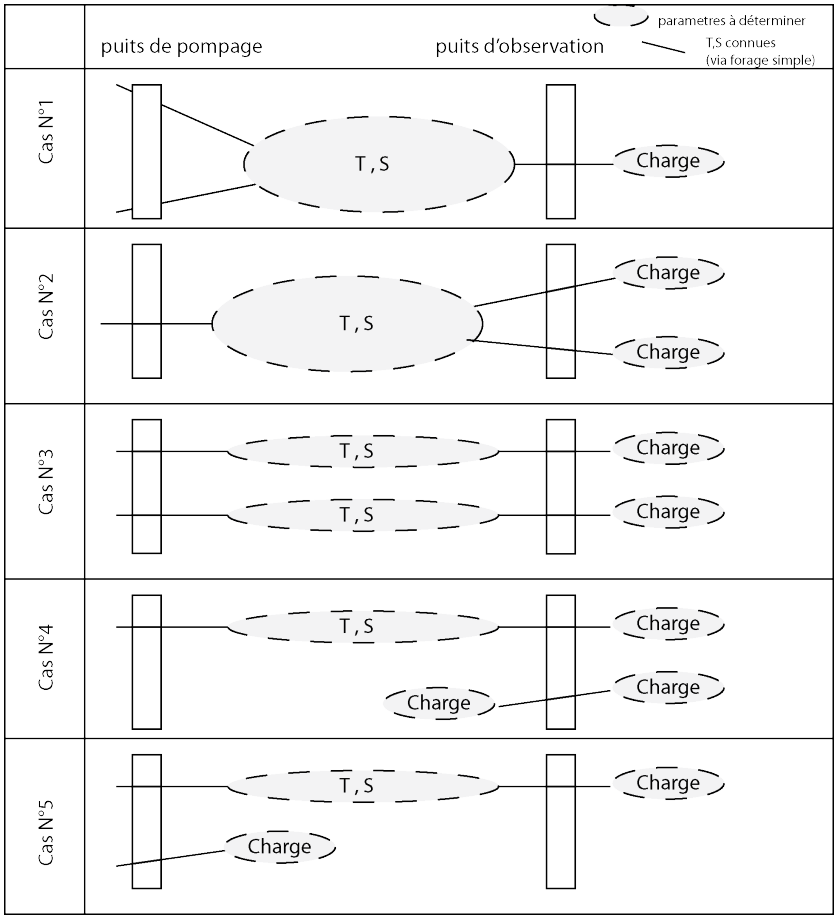

Figure 3.6 : Illustration de cas élémentaires observables dans le cadre d'essais d'interférence de puits.

A partir de ces paramètres, une série de transmissivités et d'emmagasinements est affectée à ces ensembles connectant les fractures entre les forages. Cette approche, dans le cas simple d'une fracture connectant deux forages reproduit les variations de flux calculés par la solution proposée par Papadopulos et Cooper (1967).

Seule l'approche semi-analytique de Paillet permet la détermination des paramètres hydrogéologiques en incluant un ensemble simple de connexion entre ces fractures, à la fois à petite échelle (essais en forage simple) (partie 1.1.a) et à une échelle plus grande (test d'interférence).

2 Modélisation numérique des écoulements en milieu hétérogène

Nous venons de voir dans la partie précédente que toutes les approches développées reposaient sur certaines hypothèses simplificatrice par rapport aux conditions réelles. La caractérisation locale (à l'échelle du forage) des paramètres de transmissivité et d'emmagasinement s'appuie sur l'observation des flux stationnaires qui sont, par définition, dépendants des conditions limites lointaines. Cela suppose donc une symétrie axiale du milieu étudié. Selon les approches, on considère également des hypothèses de gradient de charge faible, de diffusivité constante ou encore d'un emmagasinement constant.

La caractérisation à une échelle plus importante est basée sur l'évolution du flux dans le puits d'observation en prenant en compte les connexions entre les fractures. Le modèle actuellement utilisé est le modèle semi-analytique de Paillet 1996. Cependant dans ce dernier cas, la caractérisation s'effectue sur des temps d'observation assez courts allant de 10 à 20 minutes. La résolution se base sur une symétrie axiale, par conséquent l'impact de la géométrie des structures sur le type de réponse n'est pas explicitement pris en compte. Par ailleurs, l'ajustement des mesures se fait de manière assez fastidieuse par essai-erreur.

Afin de réaliser une étude préalable à l'inversion des données, nous avons réalisé un modèle numérique direct prenant en compte la géométrie des fractures connectant le puits de pompage et les puits d'observations, ainsi que les paramètres hydrogéologiques des fractures. Il prend en compte également l'effet d'emmagasinement dans le puits de pompage et le forage d'observation. L'objectif de l'étude est également de définir le comportement des flux que nous pouvons retrouver dans le puits d'observation lors d'essais en interférence. Il s'agit de savoir, ne serais-ce que qualitativement, quelles sont les courbes types attendues et si il y a unicité de la solution. Le modèle numérique que nous avons mis en place, pourra par la suite

être utilisé pour des cas plus complexes avec la présence de plusieurs puits et de multiples fractures. Nous le nommerons FemFrac.

2.1 Le Modèle numérique

2.1.a La plateforme COMSOL

L'étude numérique est faite via la plateforme Comsol®. Cet éditeur a pour point fort une simulation multiphysique permet de coupler les lois physiques des écoulements, de la mécanique et de l'électromagnétisme. Cette approche permet de couvrir un large domaine d'applications aussi bien microscopiques (échelle du pore) que macroscopiques (plurikilométrique). Ces différents phénomènes physiques peuvent être définis avec leurs propres domaines, équations, et variables d'intérêt. Ces différents éléments peuvent interagir entre eux afin de décrire l'ensemble du comportement étudié. Dans notre cas nous avons implémenté et résolu directement l'équation de diffusivité dans des structures d'élements finis 2D représentant les fractures, intégrées dans une géométrie 3D, permettant une interaction entre les différentes structures considérées.

2.1.b Implémentation de la loi de diffusivité

La matrice est considérée comme étanche, seules les fractures sont hydrauliquement diffusives. Les propriétés de transmissivité et d'emmagasinement dans chaque fracture sont supposées uniformes. Dans les fractures, l'évolution des charges répond à l'équation de diffusivité suivante :

$$S_{frac}\frac{\partial h}{\partial t} - \nabla\left(T_{frac}\nabla h\right) = 0 \qquad (3.29)$$

$$h(x_l, y_l, z_l) - h_O = 0 \qquad (3.30)$$

$$h(x, y, z, t_0) = h_0(x, y, z) \qquad (3.31)$$

Les conditions définies par les équations (3.29), (3.30) et (3.31) sont considérées comme infinies, avec h_0 la charge pour chaque fracture. La taille du modèle est dimensionnée pour que les conditions de charge imposée ne soient pas

atteinte par le cône de diffusion. En d'autre terme que le temps d'observation de nos phénomènes est inférieur au temps caractéristique de diffusion nécessaire pour arriver aux conditions limites. Si nous considérons une diffusivité ν=100 m^2/s, et r une condition limite fixée à une distance de 5000 mètres par rapport au puits de pompage, le temps caractéristique est de 25.10^4 secondes soit plus de soixante heures.

La modélisation des écoulements à l'intérieur du forage a été simplifiée afin de ne pas alourdir la résolution numérique. Ainsi, les forages sont monodimensionnels. L'écoulement à l'intérieur du forage est contrôlé par l'équation de Darcy avec une conductivité hydraulique explicitement définie et de valeur très élevée K_{well}=100 m/s. Les flux q [m^3/s] présents dans le forage entre les arrivées sont définis par (3.32)

$$q = -K_{well} \nabla h \, \pi r_w^2, \qquad (3.32)$$

Où ∇h est le gradient de charge au sein du forage induit par la présence des différentes arrivées d'eau. La perméabilité du forage étant très importante, le gradient de charge dans le forage est très faible ce qui permet de garder une charge subconstante sur toute la hauteur du forage. L'emmagasinement du forage quant à lui se présente comme un terme source supplémentaire qui s'applique au sommet du forage et est pris en compte dans le bilan de masse pour chaque fracture. Il s'exprime de la façon suivante :

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = -\frac{q}{\pi r_w^2} \qquad (3.33)$$

Où q [m^3/s] est le flux induit par la variation de charge au sein du forage. Par conséquent, plus la variation de charge est faible plus le flux lié à cet emmagasinement dans le forage est faible. Il en va de même pour le diamètre du forage, plus celui-ci est petit plus l'effet emmagasinement dans le forage est faible. Nous nous sommes assurés que la perméabilité dans le forage n'est pas un paramètre limitant pour l'effet d'emmagasinent dans le forage. La variation de la perméabilité du forage sur trois ordres de grandeur entre 10 et 10000 m/s. ne montre aucune différence dans le comportement des flux. Au niveau du forage, l'interaction entre le forage et les fractures à chaque nœud s'exprime de la façon suivante :

$$2\pi T r_w \left.\frac{\partial h}{\partial r_2}\right|_{r_2=r_w} = \pi r_w^2 \frac{\partial h_w}{\partial t} \qquad (3.34)$$

Les pompages sont vus comme un terme source exercé à l'aplomb du forage s'exprimant sous la forme suivante :

$$-K_{well}\nabla h_w = \frac{Q_p}{\pi . r_w^2}, \qquad (3.35)$$

Q_p le débit pompé dans le puits de pompage. Ce pompage implique un gradient de charge dans le forage initiant un flux dans les fractures connectées.

2.2 Validation du modèle

2.2.a Approche utilisée.

Dans le chapitre 1, nous avons vu comment les effets de puits liés à l'emmagasinement du forage pouvait avoir une influence sur la charge et les débits mesurés. Le volume d'eau supplémentaire lié à la présence du puits de pompage ou du puits d'observation implique un effet retard dans la variation de charge (chapitre 1 figure 9 et Walton, 2006). La résolution analytique pour un cas simple a été effectuée par Padapopulos et Cooper (1967) en prenant en compte l'emmagasinement dans le puits de pompage et d'observation.

Pour valider le modèle, nous considérons une fracture unique et les effets d'emmagasinement. Nous comparons les variations de flux prédites par le modèle semi analytique de Paillet (1998) avec celles prédites par le modèle FemFrac et par le modèle analytique de Lapcevic et al (1993).

Nous comparons également les résultats obtenus par rapport à ceux calculés à partir de la dérivée de la fonction de Theis (1935). Bien que la solution de Theis soit définie pour un diamètre de forage tendant vers zéro, W(u) est une fonction monotone croissante. Elle part de zéro et tend vers une asymptote aux temps longs. En d'autres termes, la dérivée de la fonction de Theis passe par un maximum. Cette dérivée correspond à la vitesse de descente de la charge dans le forage. Cette vitesse multipliée par la section effective du forage C_{obs} (3.36.b) permet d'obtenir la valeur

de flux (m^3/s) que nous pouvons observer dans le cas où il n'y aurait pas d'effet d'emmagasinement de puits.

Pour une configuration de forage donnée, l'intégration temporelle du flux sur une période donnée correspond au volume d'eau diffusé dans le milieu. Ce volume d'eau est égal au rabattement multiplié par C_{obs} (3.36). Pour des temps d'observation suffisamment longs, ce volume doit être identique que l'effet d'emmagasinement dans le forage soit présent ou non. Par conséquent, ce volume d'eau est également un élément de validation des modèles de Paillet et FemFrac à la solution analytique de Theis, qui reste exacte pour les temps longs.

2.2.b Géométrie du modèle et paramètres hydrogéologiques

Nous définissons dans un premier temps une configuration simple composée de deux forages (pompage, observation) et d'une fracture connectant ces deux puits (Figure 3.7). La solution semi analytique de Lapcévic (1993) quant à elle est établie suivant les suppositions suivantes : les puits de pompage et d'observation ont le même emmagasinement (C_{obw}), l'écoulement est radial et uniforme dans toute la zone considérée, et il n'y a pas d'effet de peau lié à la foration. Les solutions sont établies pour la géométrie suivante : deux forages avec un rayon (r_w) de 7,5 cm, et une distance inter forage (r) de 22,5 m. La transmissivité de la structure (fracture) est constante 1.10^{-3} m^2/s et l'emmagasinement est compris entre 5.10^{-4} et 5.10^{-7}. Les valeurs de diffusivité dans la fracture sont donc assez élevées, supérieures à 1.

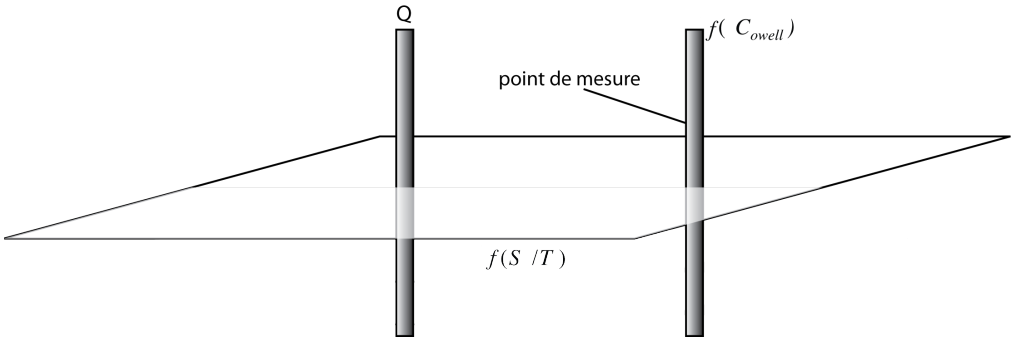

Figure 3.7 : Géométrie simple du modèle avec variation des paramètres hydrogéologiques au sein de la fracture.

Afin de comparer plus facilement les effets de chacun des paramètres et d'établir des courbes-types en fonction des paramètres hydrogéologiques de la

structure et de l'emmagasinement dans les forages, Lapcévic a défini des variables adimensionnées. Le flux observable est directement proportionnel à la variation de charge et au diamètre du forage suivant la relation (3.33) d'où en découle la relation (3.36). Il est alors possible d'avoir une idée de l'amplitude de la variation de flux agissant au niveau du puits d'observation.

$$\text{a) } Q_{obs}(t) = C_{obs}\frac{dh_{obs}}{dt} \text{ ; b) } C_{obs} = \pi r_w^2 \qquad (3.36)$$

Nous définissons par cette relation le flux observé dans le forage comme proportionnel à l'emmagasinement du forage et à la variation de charge. La connaissance *a priori* de la géométrie du forage permet de connaître l'amplitude du flux issu de cet emmagasinement. Lapcevic (1993) propose d'adimensionner les amplitudes du flux et du temps suivant les relations (3.37),(3.38),(3.39).

$$Q_d = \frac{Q_{obs}}{Q_{pump}}, \qquad (3.37)$$

$$t_d = t\frac{T}{Sr_w^2}, \qquad (3.38)$$

$$C_d = \frac{C_{obs}}{2\pi r_w^2 S} = \frac{1}{2S} \text{ ; } r_d = \frac{r_w}{r_{hole}} \qquad (3.39)$$

Pour une distance inter-forage et un rayon de forage donnés, et en considérant que la structure est homogène sur son ensemble, nous pouvons établir des variations de flux adimensionné (3.37), correspondant au rapport entre le flux calculé dans le puits d'observation et le flux pompé, en fonction du temps adimensionné (3.38). La corrélation entre les flux réels mesurés et la courbe type correspondante permet de retrouver le couple S et T de la fracture connectant les deux forages.

2.2.c : Influence de l'emmagasinement du forage

La Figure 3.8 montre le rabattement en fonction du temps suivant une représentation semi-logarithmique ou linéaire, pour la fonction de Theis, et pour les deux modèles numériques (Femfrac et Paillet).

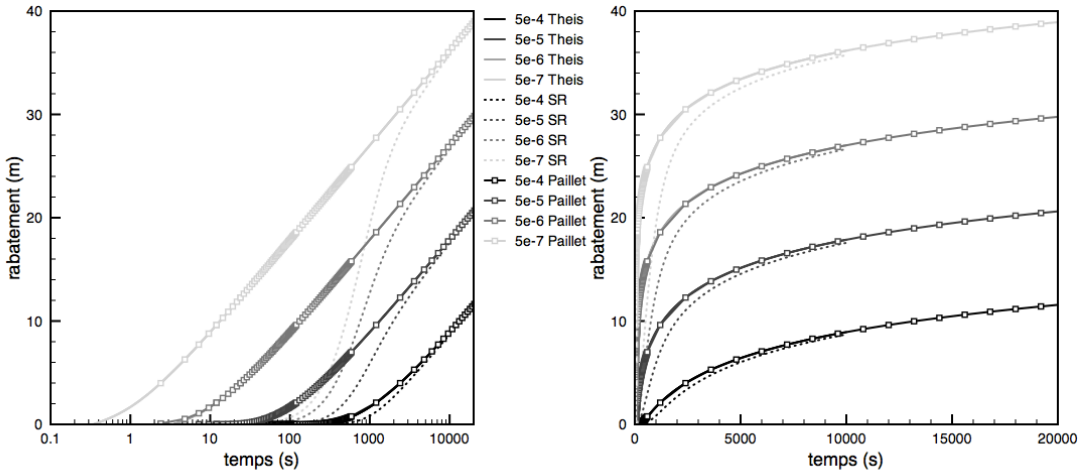

Figure 3.8 : Variation de la charge au cours du temps au puits d'observation, selon le modèle de Theis (1935) (trait plein), selon le modèle FemFrac (pointillés) et selon le modèle de Paillet (symbole carré). L'emmagasinement varie de 5.10^{-7} à 5.10^{-4} pour un pompage de $8m^3/h$ avec puits d'observation à 22,5 m. Ces conditions sont similaires à l'exemple de Lapcevic (1993).

Le modèle semi-analytique de Paillet (1998) reproduit le rabattement suivant la loi de Theis (1935), nous n'observons pas l'impact de l'emmagasinement des forages sur le rabattement de la charge. Le modèle FemFrac quant à lui possède deux comportements distincts. Le premier, aux temps courts (inférieurs à 1000 secondes), où le rabattement tarde à se mettre en place et prend du retard par rapport à la solution analytique de Theis. Par contre pour des temps supérieurs à 1000 secondes le comportement est identique à celui calculé par la fonction de Theis.

Cet effet de retard est lié à l'effet d'emmagasinement dans le forage. Il intègre deux phénomènes conjoints se produisant respectivement dans le puits de pompage et dans le puits d'observation. Nous avons dans le puits d'observation un volume d'eau présent au dessus de la zone perméable à extraire, et dans le puits d'observation un volume d'eau à faire diffuser dans le milieu. Une fois cet effet passé, le rabattement observé dans le puits d'observation est contraint par le rabattement dans le milieu perméable nous retrouvons alors l'évolution du rabattement correspondant à la solution de Theis (Chapitre 1) (Lapcévic, 1993). Pour un diamètre de forage fixé, plus l'emmagasinement dans le milieu est faible, plus le temps pour initialiser l'augmentation du rabattement est retardé.

Cet effet transitoire s'effectue durant une période de temps en accord avec les recommandations de Padapapoulos (1967) qui considère l'effet négligeable à partir d'un temps critique défini suivant la relation (3.40) :

$$t_c = 250\frac{r_w^2}{T}, \qquad (3.40)$$

ce qui conduit à $t_c = 1406$ secondes, en accord avec les résultats du modèle FemFrac. Ce temps critique augmente d'un ordre de grandeur si la transmissivité diminue d'un ordre de grandeur. Le comportement de la charge est donc dépendant de l'emmagasinement du forage et de l'emmagasinement du milieu pour les temps inférieurs au temps critique. Mais son évolution au cours du temps reste déterminée par la transmissivité pour les temps plus longs. Nous pouvons donc définir facilement le temps critique (t_c) au bout duquel l'effet d'emmagasinement de puits disparait.

2.2.d : Impact des variations de charges sur les flux.

Nous venons de voir que les différents modèles prédisent différentes variations de charges. En conséquence, on s'attend à différentes variations de débits dans le forage au cours du temps. La Figure 3.9 montre la variation des débits estimés à partir de la dérivée de la charge calculée soit via la fonction de Theis (trait plein) soit par le modèle FemFrac. Nous comparons également avec les débits calculés explicitement par le modèle de Paillet qui simule l'emmagasinement. Le modèle de Theis prédit une variation des débits beaucoup plus rapide que le modèle FemFrac. Cependant, bien que le modèle de Paillet reproduise les charges selon Theis, les débits prédits par ce modèle sont assez proches de ceux prédits par le modèle FemFrac et très éloignés de ceux prédits par Theis. Le modèle recalcule a postériori l'effet d'emmagasinement dans le forage. Par ailleurs, la discrétisation du temps est assez limitée avec ce modèle et ne permet pas d'observer finement la variation du débits sur des temps courts.

Nous avons également vérifié que le volume d'eau correspondant à la variation de charge totale est constant quelle que soit l'approche utilisée. Ce volume est égal à l'intégrale des flux au cours du temps :

$$v = \pi r_w^2\left(s_{t=\infty}\right) = \int_0^\infty q(t)\,dt, \qquad (3.41)$$

où s est le rabattement [m] r_w le rayon du forage [m] ; $q(t)$ le flux dans le forage au cours du temps [m^3/s]. C'est bien le cas pour le modèle FemFrac, mais des erreurs assez importantes ont été observées pour le modèle de Paillet.

Pour comparer nos résultats à la solution de Lapcévic 1993, les variations de flux calculées précédemment ont été adimensionnées (Figure 3.10).

Pour le modèle FemFrac, les variations de flux au cours du temps coïncident bien avec la solution analytique de Lapcévic (1993). Pour chaque valeur d'emmagasinement l'évolution des flux est similaire, seule l'amplitude est légèrement différente. En revanche, les flux calculés avec le modèle semi analytique de Paillet (1998) ne reproduisent pas aussi bien les variations de flux définies par Lapcévic. Outre l'amplitude, nous observons un léger décalage temporel. Le modèle semi analytique de Paillet (1998) prend *a priori* en compte l'effet d'emmagasinement avec une amplitude plus importante et des temps plus courts.

Le modèle FemFrac quant à lui, ajuste relativement bien les courbes types développées par Lapcévic. De plus, les variations de charge obtenues sont cohérentes avec les calculs des flux, et l'intégrale des flux en fonction du temps donne bien le volume d'eau dissipée dans le milieu calculé a partir du rabattement (3.41). Les calculs effectués par le modèle numérique FemFrac semblent donc très corrects.

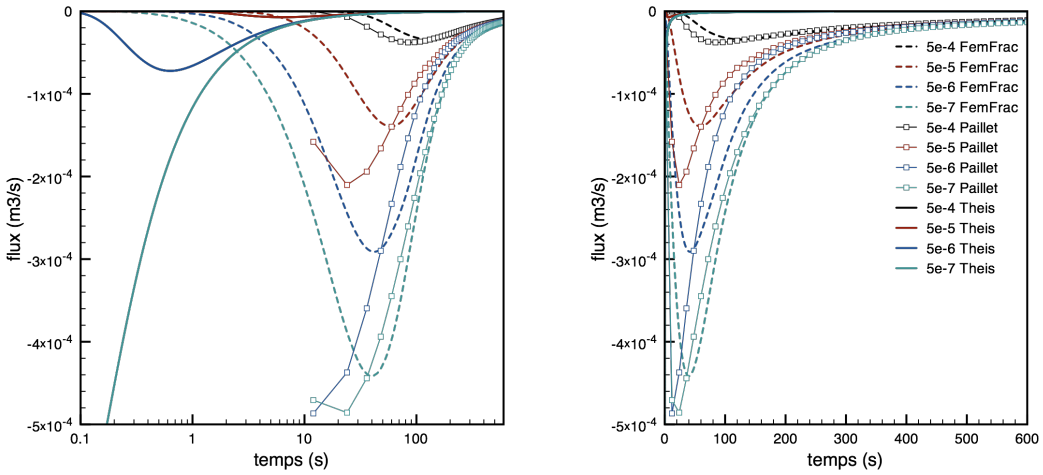

Figure 3.9 : Variation des débits dans le puits d'observation calculés à partir du modèle de Paillet et du modèle FemFrac et comparés à la dérivée de la solution de Theis. La transmissivité de la fracture est fixée à 1.10^{-3} m²/s

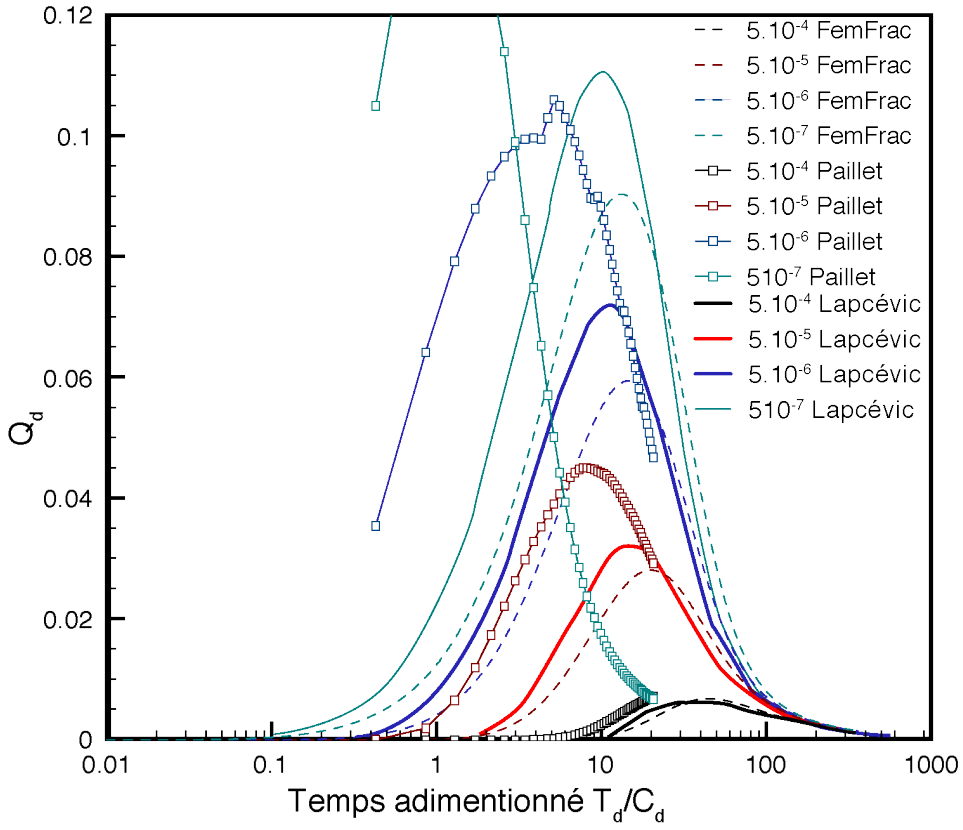

Figure 3.10 : Variation des flux adimensionnés dans le puits d'observation comparés aux courbes types de Lapcévic et al (1993).

2.3 : Sensibilité aux paramètres hydrogéologiques

Maintenant que le modèle est validé, l'objectif de cette partie est d'étudier la sensibilité des débits aux paramètres hydrogéologiques que sont l'emmagasinement et la transmissivité. Nous ne considérons pour le moment que le cas très simple d'une fracture reliant un puits de pompage à un puits d'observation. Un exemple de terrain sera également traité dans la partie suivante.

Sensibilité de la réponse hydraulique à la transmissivité de la fracture

Pour cette étude nous observons les flux verticaux dans le puits d'observation pour une gamme de transmissivité allant de 1.10^{-3} à 1.10^{-6} m^2/s. L'intensité des flux est représentée en fonction du temps ; t_0 correspond à la mise en route du pompage à un débit de 8,5 m^3/h (5.10^{-3} m^3/s). L'axe des abscisses est soit suivant une échelle linéaire (insertion dans la figure) ou selon une échelle logarithmique. Le forage a un rayon de 5 cm. Notons que pour cette configuration, les débits minimaux que nous mesurons sur le terrain via un débitmètre (heat-pulse) sont de l'ordre de 1.10^{-5} m^3/s.

Sur la Figure 3.11, la variation de débit se caractérise par un état transitoire avec un maximum d'amplitude définie pour q_{max}=3,3.10^{-4} m^3/s. La variation de transmissivité translate et dilate temporellement le pic de flux. Cet effet est d'autant plus visible selon une échelle logarithmique. Pour une valeur d'emmagasinement et un rayon de puits fixés, l'augmentation d'un ordre de grandeur de la transmissivité entraine la translation temporelle du signal d'une décade.

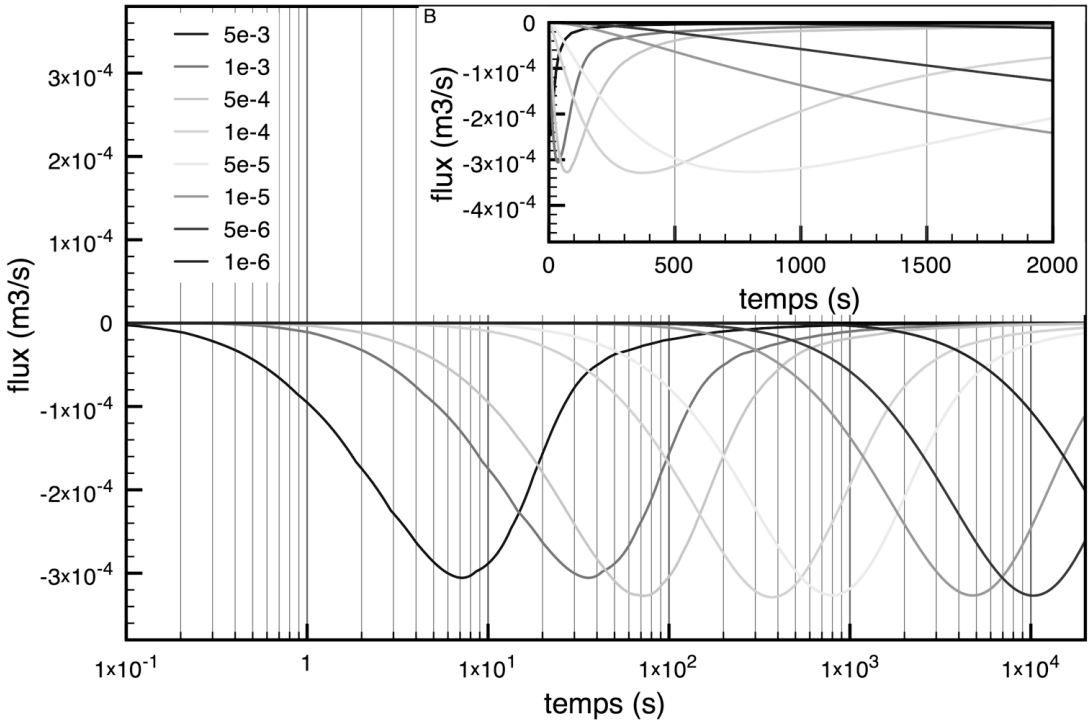

Figure 3.11 : Variation des flux calculés dans le puits d'observation suite à un pompage de 5.10^{-3} m^3/s. La transmissivité de la fracture varie entre 5.10^{-3} et 1.10^{-6} m^2/s, son emmagasinement est constant égal à 1.10^{-5}.

Sensibilité de la réponse hydraulique à l'emmagasinement de la fracture

Le débit maximal est au contraire très dépendant du coefficient d'emmagasinement de la fracture (Figure 3.12). L'amplitude du signal est inversement proportionnelle à l'emmagasinement de la fracture. Il existe une relation linéaire entre l'intensité des flux maximal q_{max} et le logarithme du coefficient d'emmagasinement. Les flux ne sont plus mesurables à partir de 300 secondes. La fin du phénomène ne dépend pas du coefficient d'emmagasinement de la fracture. Par contre l'intensité du pic et le temps d'arrivé dépendent de son emmagasinement. En effet, le temps caractéristique t_{pic} du maximum d'amplitude de flux q_{max} est légèrement translaté vers des temps plus importants quand l'emmagasinement diminue.

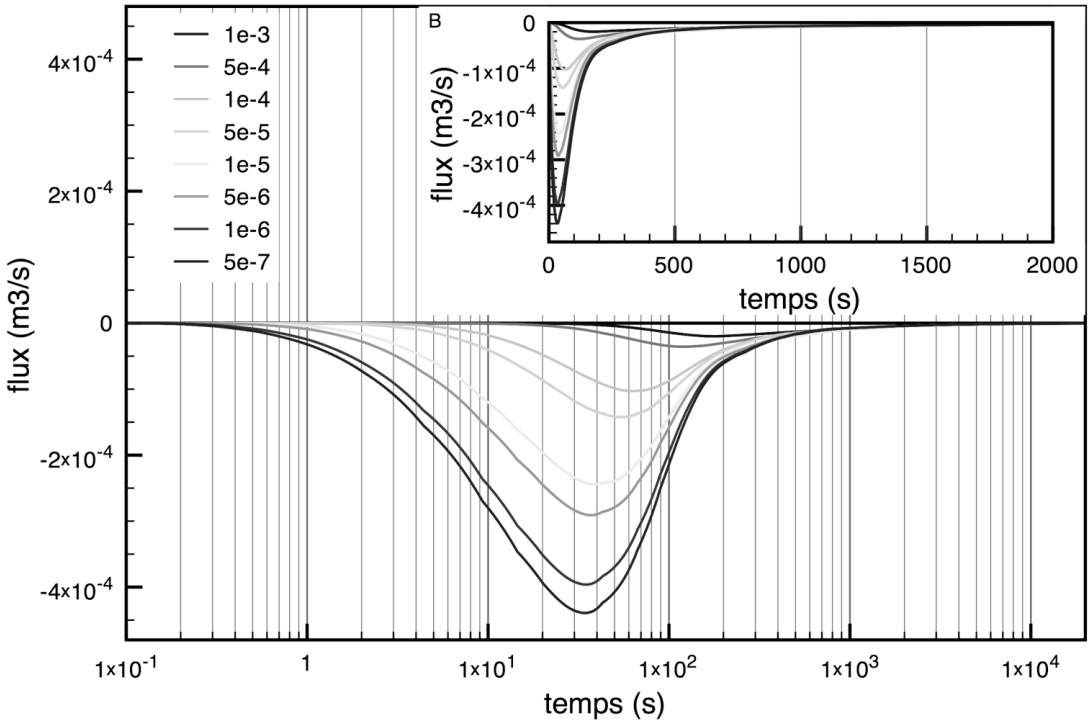

Figure 3.12 : Variation des flux calculés dans le puits d'observation suite à un pompage de 5.10^{-3} m^3/s. L'emmagasinement de la fracture varie entre 5.10^{-7} et 1.10^{-3} m^2/s, sa transmissivité est constante à 1.10^{-3} m^2/s.

Synthèse des comportements pour une fracture.

Dans le cas d'une fracture connectant deux forages, le pompage dans un des puits va entrainer une variation de charge dans le puits d'observation qui implique un flux non négligeable plus ou moins influencé par l'effet d'emmagasinement du forage. La durée du phénomène est totalement contrainte par la transmissivité du milieu, mais l'amplitude du signal est contrôlé pour l'essentiel par le coefficient d'emmagasinement de la fracture. Ainsi, pour des caractéristiques de puits données (diamètre et distance interpuits donnés), il est très facile de retrouver les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement du milieu assez rapidement à l'aide des courbes types. L'avantage de la méthode est d'obtenir une valeur des paramètres hydrogéologiques dès les temps courts. Nous voyons une application sur de terrain dans la partie suivante.

2.4 Exemple de terrain

Afin de valider les comportements théoriques, nous allons observer les variations de charge et les flux associés sur le site Stang Er Brun (Ploemeur) qui se caractérise par un milieu granitique recoupé par quelques fractures (Le Borgne et al., 2007, Belghoul, 2007). La transmissivité du site est globalement de 1.10^{-3} m^2/s. La disposition des forages sur le site est présentée sur la Figure 3.13.a. Le site est composé de 3 forages non tubés d'une profondeur allant de 80 à 100 m formant un triangle de 6 à 10 mètres de côté (B1, B2, B3) ; et d'un quatrième (F22) situé à 35 mètres de B1-B3 (Le Borgne et al., 2007). Cette étude consiste à suivre l'évolution de la charge et la dérivée de la charge dans les puits B1, B2, et F22 suite à un pompage dans B3 afin d'essayer de caractériser les paramètres hydrauliques du milieu lorsque l'on est au-dessus des fractures.

Suite à la mise en route du pompage d'un débit de $2{,}4.10^{-3}$ m^3/s dans le puits B3, nous avons donc mesuré le rabattement dans trois puits à un pas de 5 secondes, le débit lié à la variation de charge est calculé à partir de la dérivée de la charge et du rayon r_{well} de $6{,}35.10^{-2}$ m.

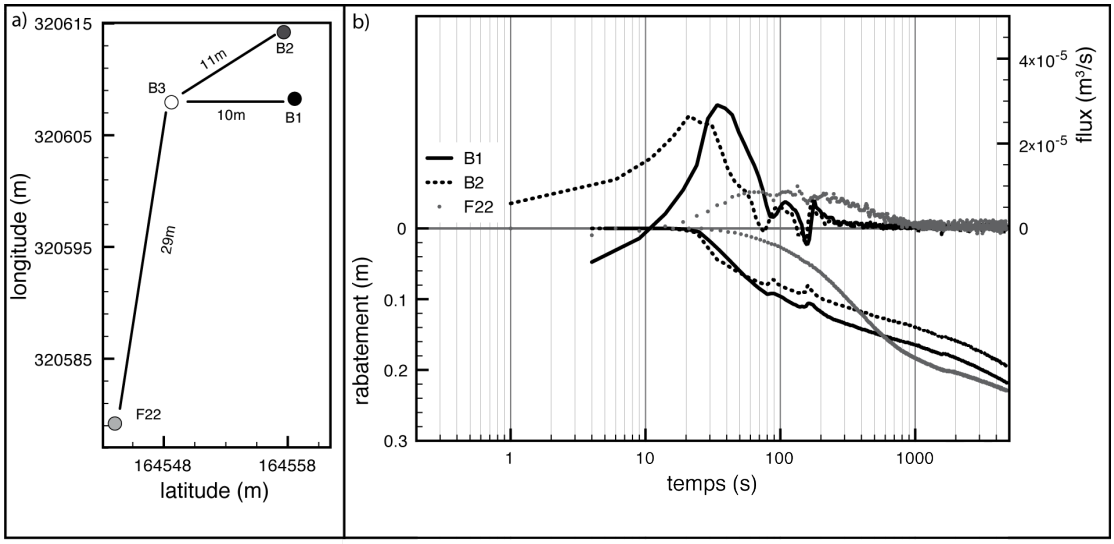

Figure 3.13 : a) Position des forages sur le site de Stang er Brunn (coordonnées Lambert II Wide). b) Variations de la charge et du débit dans les puits d'observation suite à la mise en route du pompage dans le forage B3 (Q = 2,4.10-3 m3/s).

La Figure 3.13.b représente en fonction du temps les variations de charge et de flux pour les trois puits d'observation. Le rabattement figure sur l'axe des ordonnées de gauche orienté positivement vers le bas. Les débits associés à ce rabattement sont

figurés sur l'axe des ordonnées de droite. Les couleurs des courbes correspondent aux couleurs des puits d'observation de la Figure 3.13.a. Pour les trois puits d'observation, le rabattement présente deux comportements : dans un premier temps une augmentation non linéaire puis une augmentation linéaire de la charge en fonction du logarithme du temps. Cette augmentation non linéaire se produit respectivement pour les forages B1 et B2 entre 0 et 90 secondes et pour le forage F22 entre 0 et 900 secondes. Ce comportement aux temps courts est caractéristique de l'effet d'emmagasinement dans le forage (wellbore Storage). Après cet effet d'emmagasinement dans le forage le rabattement augmente linéairement en fonction du logarithme du temps conformément à la solution de Cooper-Jacob.

La variation des flux en fonction du temps montre bien l'effet d'emmagasinement dans le forage : avec un pic de flux atteint à 20 et 35 secondes respectivement pour les forages B2 et B1. L'amplitude de flux (q_{max}) de 3.10^{-5} m^3/s est identique pour les deux forages soit une amplitude de 1,2 % du débit pompé. Pour le forage F22, le pic de flux se trouve à 120 secondes avec une amplitude de $8{,}6.10^{-6}$ m^3/s soit 0,3% du débit pompé.

A partir de ces données, nous avons inversé les charges en ajustant la fonction de Theis (Figure 3.14). La courbe de Theis n'ajuste correctement les données de rabattement qu'à partir de 1000 secondes pour le forage F22 et 100 secondes pour les forages B1 et B2. En revanche l'ajustement aux temps courts est très mauvais. Ce modèle ne permet pas non plus de reproduire les effets d'emmagasinement au puits et les variations de débits aux temps courts.

Nous avons aussi inversé les données de débits avec le modèle FemFrac. La Figure 3.14.a présente l'inversion pour le forage F22 : les données de flux sont très correctement ajustées avec le modèle FemFrac. Il en va de même pour les variations de charge pour les temps inférieurs à 1000 secondes. Pour des temps supérieurs à 1000 secondes, nous observons que le rabattement mesuré est très inférieur au rabattement calculé par le modèle, par conséquent pour des temps supérieurs à 1000 secondes le modèle sous-estime la transmissivité.

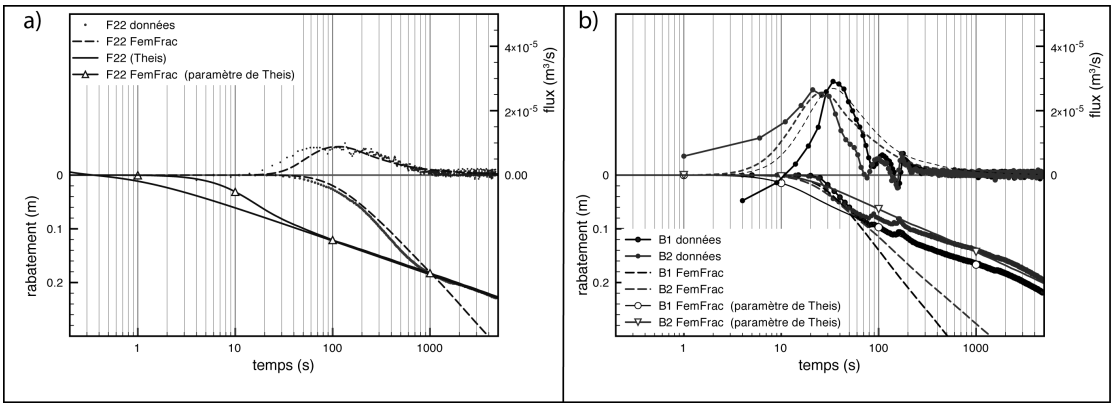

Figure 3.14 : Ajustement des données de charge et de flux suivant la solution de Theis et le modèle Femfrac pour le forage F22 (a) ; et pour les forage B2 et B3 (b).

Les résultats sont assez similaires pour les forages B1 et B2 (Figure 3.14.b). Il n'est donc pas possible d'avoir un modèle satisfaisant pour les temps courts et les temps longs. Il est donc difficile de valider l'une des inversions avec le jeu de données dont nous disposons. Notons toutefois qu'il est impossible de reproduire avec la fonction de Theis les variations de débits aux temps courts observés sur les trois forages, et ce, quelles que soient les valeurs de T et S. Ces effets sont inhérents à des effets d'emmagasinement. En revanche, comme nous le verrons dans la partie suivante, d'autres effets peuvent être pris en compte pour expliquer la difficulté du modèle FemFrac à reproduire les données sur l'ensemble des temps. La géométrie du milieu ne correspond pas à celle considérée ici qui ne prend qu'une fracture bien connectée au puits de pompage. En réalité, chaque puits d'observation est non seulement connecté au puits de pompage, mais aussi à des fractures isolées qui réalimentent le puits d'observation. Nous verrons dans la partie suivante que ces connections imparfaites ont un impact non négligeable sur les variations de charges observées.

3 Milieu à plusieurs fractures.

3.1 Introduction

Dans cette partie, nous allons étudier l'évolution des flux en fonction du temps au sein du puits d'observation dans le cadre de connexions multiples. Nous interprèterons les variations rapides des flux (temps courts) et l'évolution aux temps longs dans le but d'étudier la sensibilité du flux aux différents paramètres hydrogéologiques et à la géométrie des fractures connectées aux puits. La géométrie considérée reste assez simple et n'est composée que de deux fractures. L'étude des flux entre deux fractures donne le comportement type pour des cas plus complexes. Nous considérons que les fractures sont à la même charge à t=0, avant le début du pompage. Il n'y a donc pas de flux ambiants. Nous étudions essentiellement la réponse hydrologique en fonction des paramètres hydrogéologiques et en fonction de la géométrie des fractures.

3.2 : Cas de deux zones perméables connectées.

Les configurations employées pour l'illustration du principe dans cette partie sont quasiment toujours les mêmes avec un pompage à un débit de 5.10^{-3} m^3/h et une distance inter-forage de 10 m. Lorsqu'il s'agira de l'ensemble des fractures, nous parlerons de transmissivité globale T_{global} et de coefficient d'emmagasinement global S_{global}, correspondant à la somme algébrique de ces paramètres hydrogéologiques pour les différentes fractures présentes.

3.2.a: Cas de deux fractures connectées

Géométrie considérée

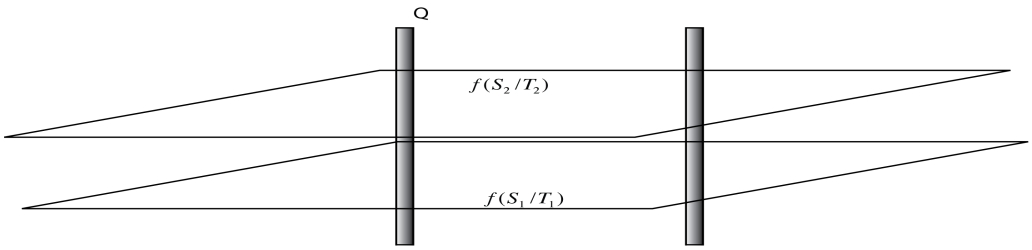

Figure 3.15 : Dispositif géométrique simple pour deux fractures connectant le puits d'observation au puits de pompage.

Dans la configuration suivante (Figure 3.15) nous essayons de voir comment agissent les paramètres T et S sur les flux verticaux au sein du forage entre les deux fractures. La configuration prise en compte est basée sur deux fractures horizontales homogènes et isotropes avec chacune leur propres paramètres T et S. La fracture 1 (inférieure) conservera toujours le même jeu de paramètres : $S_1=1.10^{-5}$; $T_1=1.10^{-3}m^2/s$, soit une diffusivité égale à $\nu=100\ m^2/s$. En revanche, nous faisons varier le jeu de paramètres de la fracture 2 (supérieure). La représentation des résultats se fait suivant une échelle semi-logarithmique sur une gamme de temps allant jusqu'à 1.10^4 secondes. On peut ainsi observer les temps courts (effet d'emmagasinement dans le forage) et les temps longs pour le comportement asymptotique.

Flux dans les puits de pompage et d'observations:

Sensibilité au coefficient d'emmagasinement

Dans cette partie, nous présentons les résultats obtenus dans le puits d'observation en conservant les transmissivités constantes pour les deux fractures, $T_1=T_2=1.10^{-3}$ m^2/s et en faisant varier l'emmagasinement dans la fracture 2 (supérieure) entre 1.10^{-6} et 5.10^{-3}.

Avant toute chose, il est important de déterminer le débit effectif pompé dans chacune des fractures car le débit pompé de 5.10^{-3} m^3/s ne se répartit pas nécessairement de manière uniforme sur les deux fractures connectées au puits de pompage. La Figure 3.16 montre la variation du flux vertical entre les deux fractures dans le puits de pompage lors de la mise en route du pompage. Le flux mesuré entre les deux fracture correspond au débit pompé de façon effective dans la fracture 1 (inf).

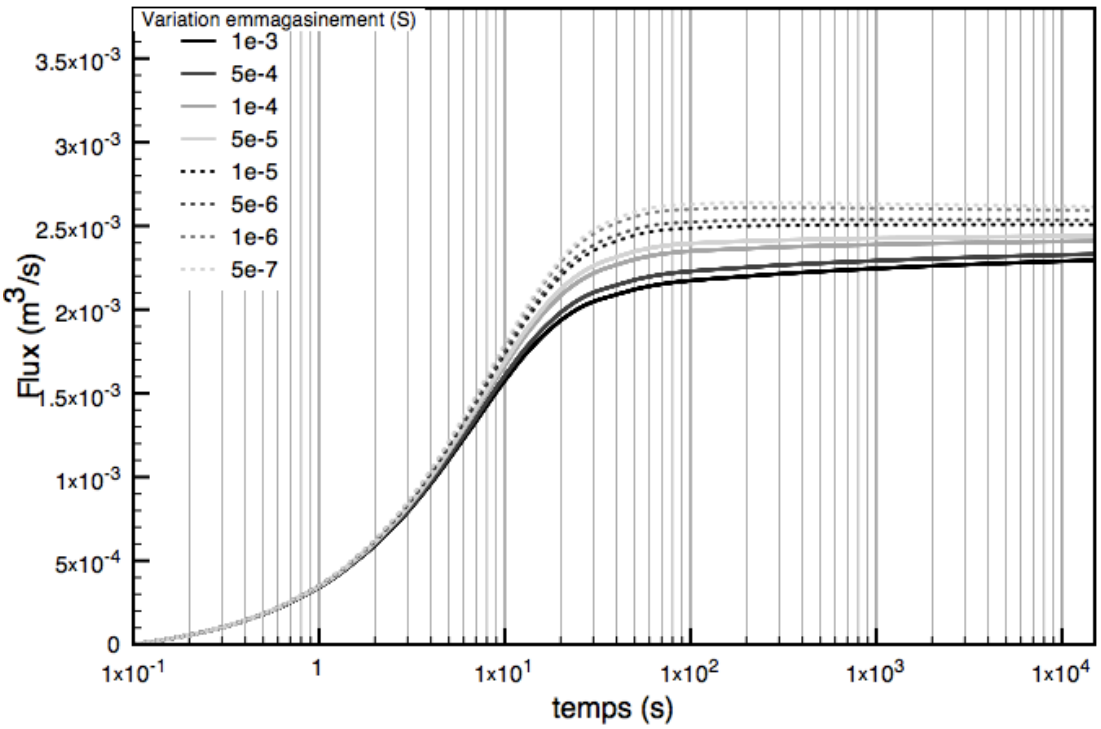

Figure 3.16 : Evolution des débits dans le puits de pompage entre les deux fractures pour différentes valeurs d'emmagasinement dans la fracture 2 (haut) et un emmagasinement constant dans la fracture 1 (bas). Les transmissivités des deux fractures sont les mêmes et sont égales à 10^{-3} m^2/s.

Nous observons dans un premier temps l'augmentation du flux durant les 30 premières secondes puis une stabilisation des flux. L'augmentation du flux durant les 30 premières secondes est liée à l'effet d'emmagasinement présent dans le puits de pompage. Ce temps préasymptotique dépend beaucoup du rayon du puits de pompage, mais aussi de la perméabilité du milieu. Au-delà de 30s, un débit stationnaire autour de $2{,}5.10^{-3}$ m^3/s soit la moitié du débit de pompage. Les variations du coefficient d'emmagasinement ne jouent que très peu sur la répartition des débits effectivement pompés dans chaque fracture.

Au puits d'observation, les débits peuvent être calculés entre les deux fractures ou au-dessus des deux fractures. La Figure 3.17 présente la variation des débits au-dessus des deux fractures dans le puits d'observation. Comme dans le cas d'une fracture unique, plus le coefficient d'emmagasinement global (S_{global}) est faible plus l'amplitude du pic est importante. La variation du débit liée à la baisse de charge dans le forage n'est plus mesurable au bout de 300 secondes. La forme générale de la

courbe des flux est assez proche de celle obtenue dans le cas de la fracture unique (Lapcévic, 1993, Figure 3.12).

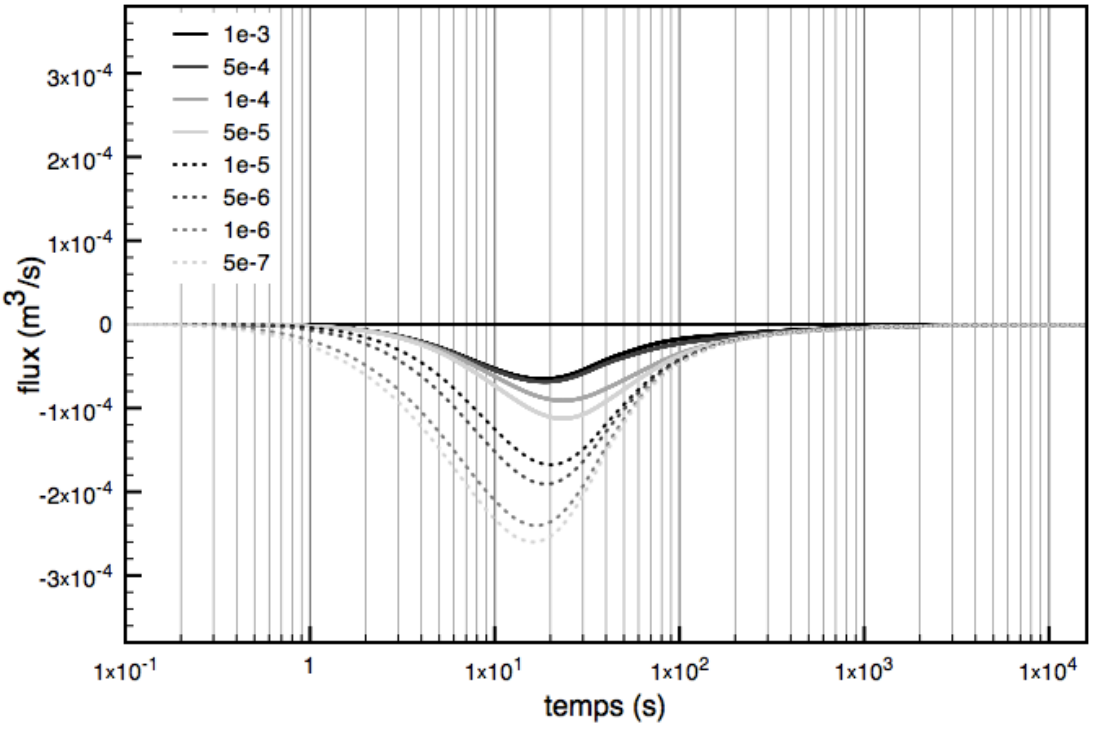

Figure 3.17 : Evolution des débits calculés dans le puits d'observation au dessus des fractures pour différentes valeurs d'emmagasinement dans la fracture 1 et un emmagasinement constant dans la fracture 2. Les transmissivités des deux fractures sont les mêmes et sont égales à 10^{-3} m²/s.

Entre les fractures (Figure 3.18), les variations de débits dans les premiers temps sont essentiellement liées à l'emmagasinement dans le forage (wellbore Storage). Pour les temps supérieurs à 300 secondes, les débits varient très peu et tendent vers une valeur asymptotique. Dans le cas où le coefficient d'emmagasinement de la fracture du haut est supérieur à celui de la fracture du bas (S_2>S_1=1.10^{-5}), le flux sera descendant. En effet, la diffusivité de la fracture inférieure sera plus élevée ce qui entrainera un rabattement plus rapide. Plus la différence d'emmagasinement entre les deux fractures est importante, plus le flux est important. Au contraire si S_2<S_1=1.10^{-5}, le flux est ascendant. Par conséquent, les flux s'orientent vers la structure la plus diffusive. Dans le cas particulier où les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement sont égaux pour les deux fractures S_1=S_2=1.10^{-5} (ou en d'autres termes une diffusivité ν égale pour les deux fractures), le débit tend vers 0 m^3/s aux temps longs et le maximum d'amplitude du flux ne vaut

que la moitié de celui mesuré au dessus des deux fractures. Ce comportement est lié à la propagation du rabattement qui est identique dans chaque fracture.

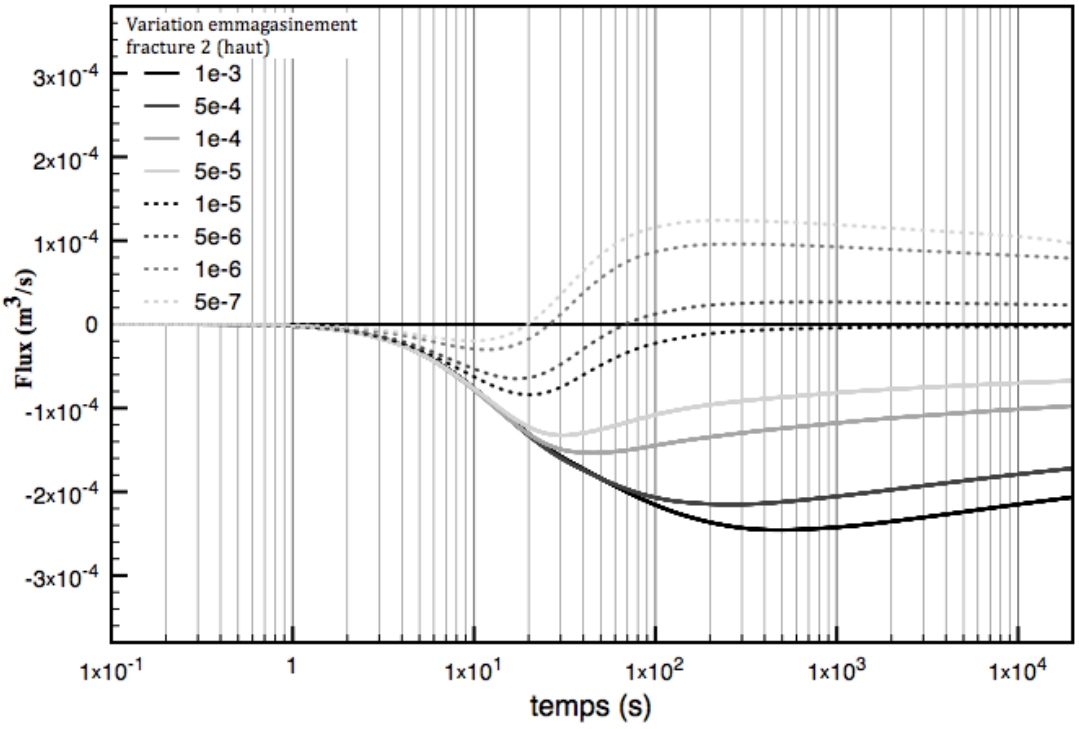

Figure 3.18 : Variation de flux entre les fractures pour une variation d'emmagasinement dans la fracture 2 dans une gamme allant de 5.10^{-7} à 1.10^{-3}. Les transmissivités des deux fractures sont équivalentes et égales à 10^{-3} m²/s.

Afin de synthétiser les résultats, nous représentons sur la Figure 3.19 le comportement de la charge et des débits dans le puits d'observation. Le cas de référence pour lequel les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement sont identiques dans toutes les fractures, est défini par la couleur verte. La couleur noire correspond au jeu de paramètre ayant la diffusivité la plus importante, tandis que la couleur bleue correspond au jeu de paramètre ayant la diffusivité la moins importante. L'axe des ordonnées (gauche) représente le rabattement spécifique qui correspond au rabattement dans le puits d'observation divisé par le débit de pompage. L'axe des ordonnées de droite représente le débit normalisé par le débit au pompage.

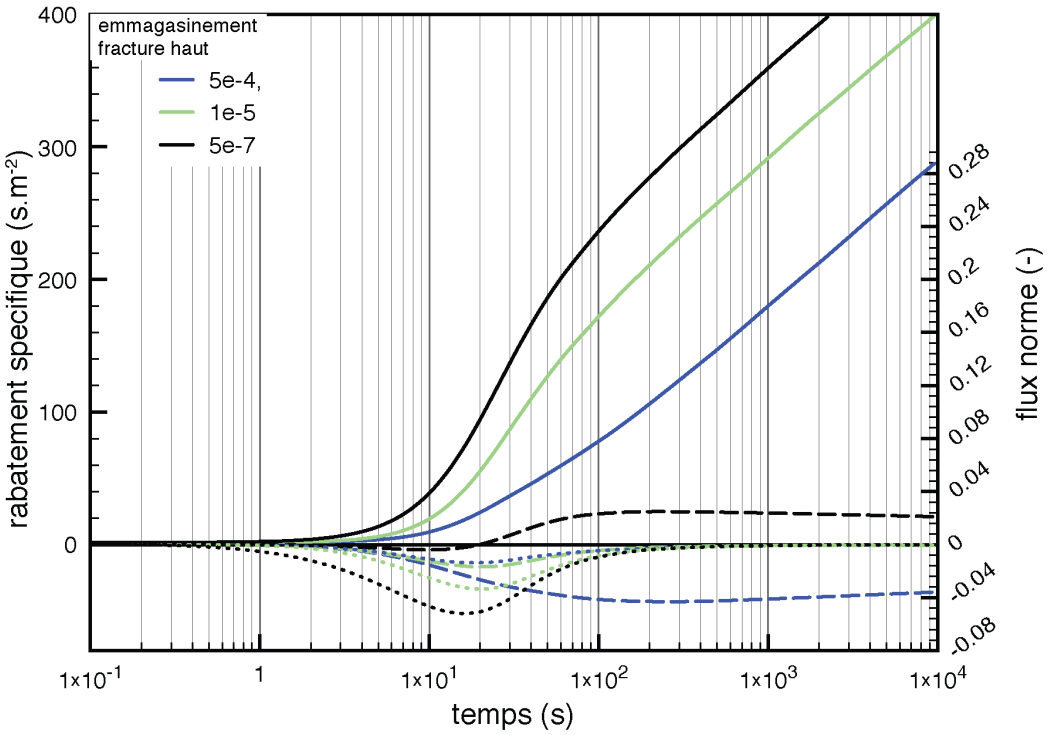

Figure 3.19 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées pour une variation d'emmagasinement dans la fracture du haut.

Le rabattement global dans le puits d'observation présente une augmentation linéaire en fonction du temps qui ne dépend que de la transmissivité globale du système qui ici est constante. L'augmentation de la charge se manifeste plus rapidement dans la structure la plus diffusive. La valeur du débit aux temps longs est d'autant plus importante que la différence de diffusivité est élevée. Dans notre cas, la valeur du débit asymptotique est proportionnelle au rapport des logarithmes des emmagasinements.

Sensibilité à la transmissivité

Pour étudier la sensibilité des flux aux variations de transmissivité, le coefficient d'emmagasinement des deux fractures a été fixé à $S_1=S_2=1.10^{-5}$, tandis que la transmissivité dans la fracture 2 a varié dans la gamme comprise entre 5.10^{-4} et 5.10^{-3} m^2/s. La gamme de variation des transmissivités est relativement réduite car dès que le rapport de transmissivité excède un facteur 10, la configuration revient à peu près au cas de la fracture unique. Suivant la même nomenclature que la figure précédente nous reportons sur la Figure 3.20 les variations du rabattement spécifique

(courbes en trait plein) dans le puits d'observation, ainsi que les variations de débits au dessus des fractures (courbes en trait pointillé) et entre les fractures (courbes en tireté).

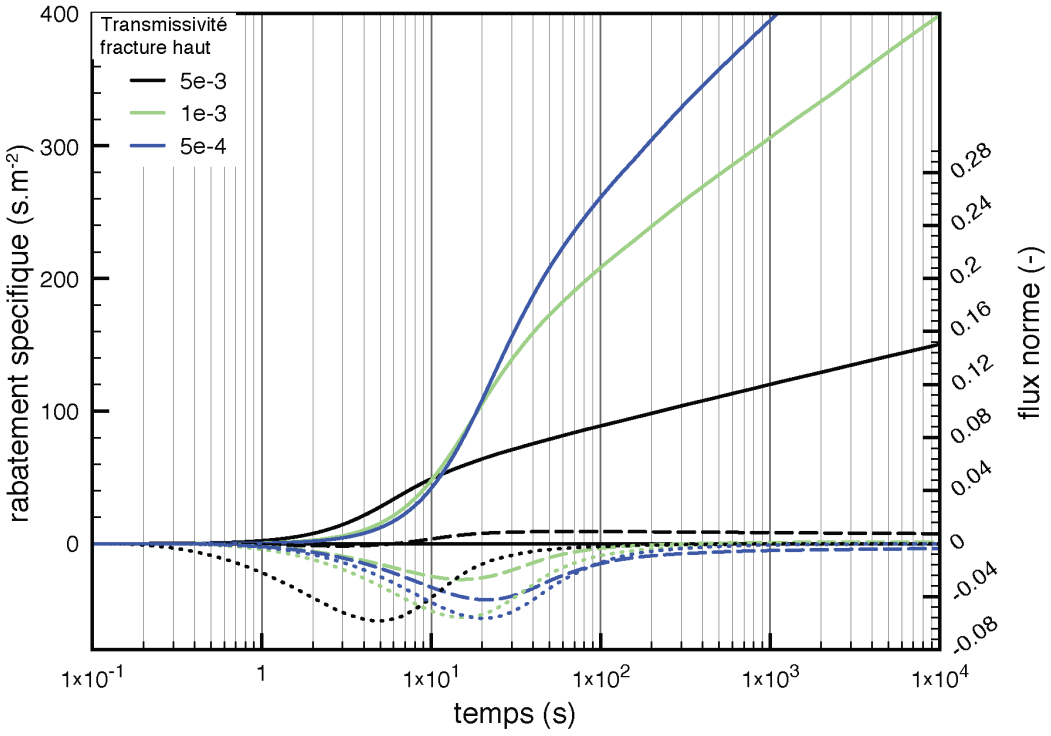

Figure 3.20 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées pour une variation de transmissivité dans la fracture du haut.

L'évolution du rabattement (Figure 3.20 courbes en trait plein) est proportionnelle à la transmissivité globale du système. La variation de débit aux dessus des deux fractures (Figure 3.20 courbes en pointillé) à un comportement et une amplitude similaire à la variation de flux observés dans le cas de la fracture unique. L'amplitude reste constante et les temps caractéristiques du pic et de la fin du phénomène sont contrôlés par la transmissivité globale du système. Les valeurs de débits calculés entre les fractures pour des temps longs présentent une amplitude inférieure d'un ordre de grandeur par rapport au cas d'étude précédent dans lequel variait le coefficient d'emmagasinement. Les variations de débits sont toujours caractérisées par des effets liés à l'emmagasinement dans le forage aux temps courts, par un comportement asymptotique aux temps longs lié à la différence de transmissivité entre les deux fractures. Tout comme dans le cas de la variation

d'emmagasinement, les flux convergent vers la fracture ayant la diffusivité la plus importante (Figure 3.20).

Les valeurs de débits calculés aux temps longs restent relativement faibles malgré les variations de transmissivité des fractures. ne sont pas proportionnelles valeurs de transmissivité. Ce résultat provient de deux effets qui tendent à se compenser : la répartition des débits de pompages dans chacune des fractures qui est proportionnel à la transmissivité et l'évolution de la charge aux temps longs dans la fracture qui lui est inversement proportionnel à la transmissivité. Le coefficient d'emmagasinement étant le même pour les deux structures, le rapport des débits contributeurs de chaque fracture est égal au rapport des transmissivités (chapitre I relation (3.12)). Le débit effectif Q_i pompé dans la fracture ($_i$) diminue d'autant que la transmissivité T_i est faible. Or le débit effectif pompé dans chaque fracture contraint directement l'évolution du rabattement effectif dans chacune de la fracture, au moins aux temps longs. En effet, suivant la relation de Cooper Jacob, le coefficient directeur du rabattement en fonction du temps est égal à $Q_i/(4\pi.T_i)$. Autrement dit, débit de pompage et transmissivité se compensent pour conserver une même différence de charge entre les deux fractures aux temps longs. Donc bien que le rabattement global dans le puits d'observation varie de manière importante en fonction de la transmissivité globale, la différence de rabattement spécifique entre les deux fractures reste faible. Par conséquent, le flux entre les fractures conservera une intensité faible. D'un point de vue métrologique, nous observons dans cette configuration que pour des transmissivités T_2 inférieures à 5.10^{-5} m^2/s, les flux (inférieurs à 1.10^{-5} m^3/s) sont inférieurs à la précision du débitmètre (heat-pulse).

Pour ces deux illustrations, variation du coefficient d'emmagasinement et variation de la transmissivité, c'est la différence de diffusivité entre les deux fractures qui contrôle la dynamique des flux calculés entre les fractures. La structure la plus diffusive contrôlera la variation de flux globale.

Cas d'une diffusivité constante

Dans cette configuration les paramètres T_i et S_i varient de façon proportionnelle, c'est-à-dire que la diffusivité dans chaque fracture reste constante en répondant à la relation (3.42) :

$$\nu_{i(i=1,2)} = \frac{T_i}{S_i} = Cst = 100 \qquad (3.42)$$

La transmissivité globale du système (T_{total}) et l'emmagasinement global du système (S_{total}) restent également constants suivant la relation (3.43)

$$S_{totlal} = S_1 + S_2 = 1.10^{-5} \; ; \; T_{totlal} = T_1 + T_2 = 1.10^{-3} \qquad (3.43)$$

Pour cela nous avons fait varier la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement de la fracture 2 sur une gamme respective de [2.10^{-4}, 5.10^{-4}, 8.10^{-4}] et de [2.10^{-6}, 5.10^{-6}, 8.10^{-6}]. Nécessairement, pour respecter la relation (44), cela entraine une variation des propriétés de la fracture inférieure F_1 où nous avons respectivement pour la transmissivité et l'emmagasinement : [8.10^{-4}, 5.10^{-4}, 2.10^{-4}] et [8.10^{-6}, 5.10^{-6}, 2.10^{-6}]. Le débit total pompé (Q) est toujours égal à 5.10^{-3} m^3/s ; le débit effectif pour chaque fracture se répartit proportionnellement au rapport de T_i/T_{global}.

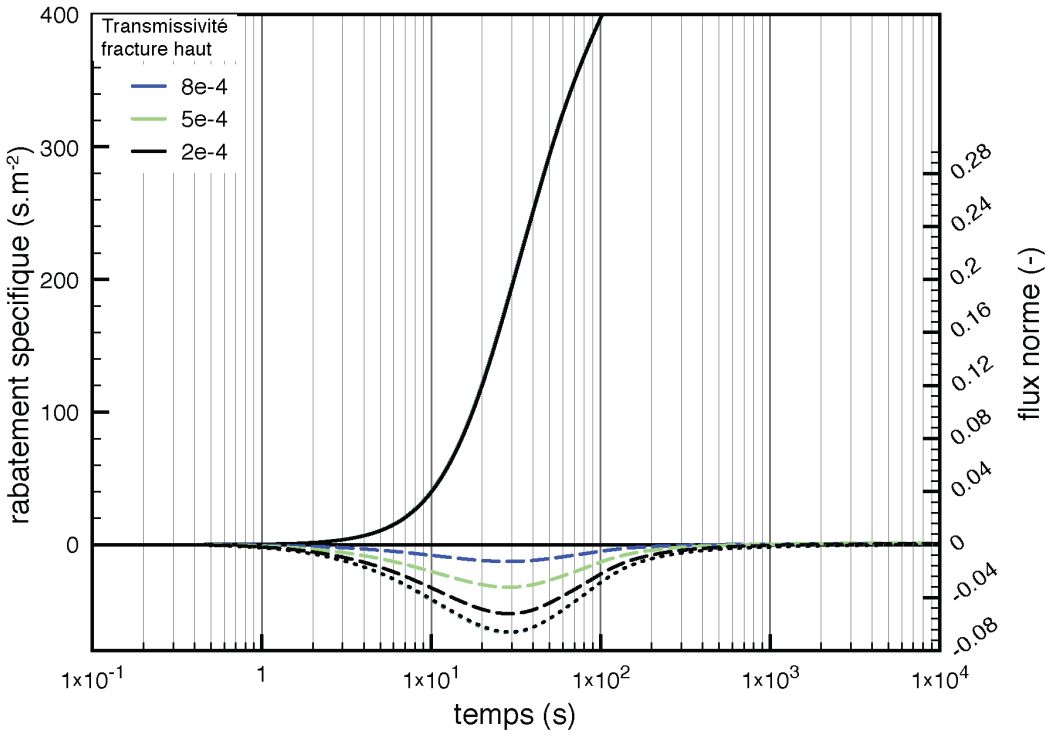

Figure 3.21 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) pour une diffusivité constante dans les deux fractures. Les courbes en pointillés représentent la variation de débit calculée au-dessus des deux fractures. Les courbes en tireté gras représentent le débit calculé entre les fractures.

Au puits d'observation, la variation de charge globale est identique quelles que soient les paramètres hydrogéologiques (Figure 3.21 courbe en trait plein) choisis

pour les fractures puisque T_{global} et S_{global} sont constants. Les variations de débits liés à l'emmagasinement du forage au dessus des fractures présentent également les mêmes variations quelque soient les valeurs de T_1, T_2, S_1, S_2 (Figure 3.21 courbe en pointillé). Même entre les fractures, le débit calculé ne dépend que de l'emmagasinement au puits car il n'y a pas de gradient de charge entre les fractures. La valeur la plus élevée de débit entre les fractures (q_{max_btw}) est un pourcentage du débit maximum calculé au-dessus des fractures (q_{max}) selon la relation suivante :

$$\frac{q_{\max}}{q_{\max_btw}} = \frac{S_2}{S_1} + 1 = \frac{T_1}{T_2} + 1 \qquad (3.44)$$

Seul l'effet d'emmagasinement de puits permet d'obtenir une estimation des rapports de coefficient d'emmagasinent ou de transmissivité pour chacune des fractures.

3.2.b : Connexion indirecte

Géométrie considérée

Les structures connectant le puits de pompage au puits d'observation ne sont pas nécessairement horizontales mais peuvent par exemple avoir un pendage ou présenter un cheminement plus complexe (Figure 3.22). Dans ce cas, la distance réelle séparant le puits de pompage au puits d'observation est plus importante que la distance entre les deux puits.

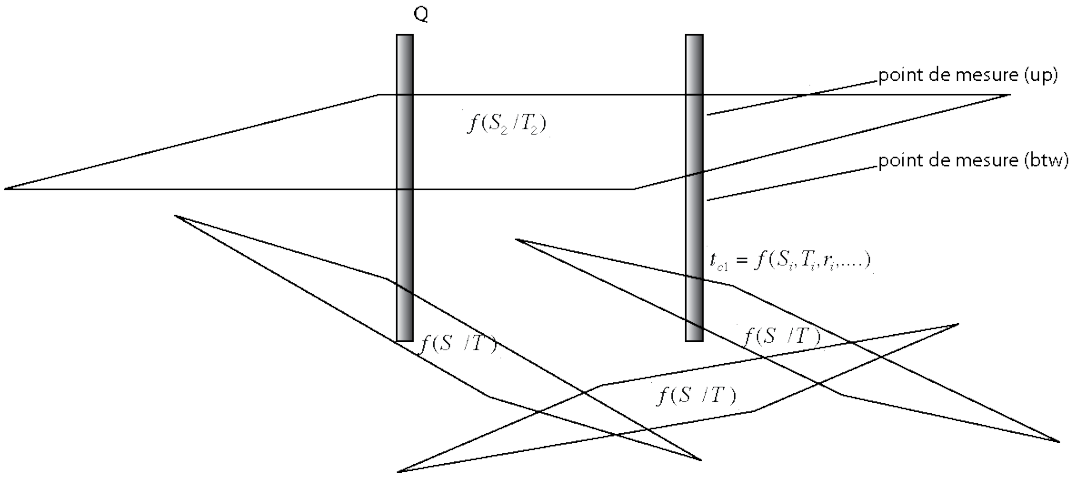

Figure 3.22 : Schéma simplifié de connection indirecte entre puits de pompage et puits d'observation.

Dans le modèle numérique, l'augmentation de la distance entre le puits de pompage et le puits de d'observation pour la fracture 1 (inférieure) se modélise par

l'inclinaison du puits pour éviter que les structures ne se recoupent entre elles. Pour la fracture 2 (supérieure), la distance entre le puits de pompage et le puits d'observation reste de 10 mètres, par contre pour la fracture 1 (inférieure) la distance augmentera proportionnellement à l'inverse du cosinus du pendage de cette fracture. La configuration adoptée engendre une distance pour la fracture 1 comprise entre 12 et 30 mètres, soit une augmentation de la distance entre les 2 puits de 20 à 200 % au niveau de la fracture 1. Les paramètres hydrogéologiques sont identiques pour chaque structure. Par conséquent, le débit effectif est identique dans chaque fracture $Q_1=Q_2=2{,}5.10^{-3}$.

Flux calculés dans le puits d'observation

Comme le montre la Figure 3.23, l'augmentation du pendage de la fracture entraîne un retard dans la réponse d'une des fractures par rapport à l'autre, retard qui se traduit par un flux vers la fracture qui répond le plus rapidement.

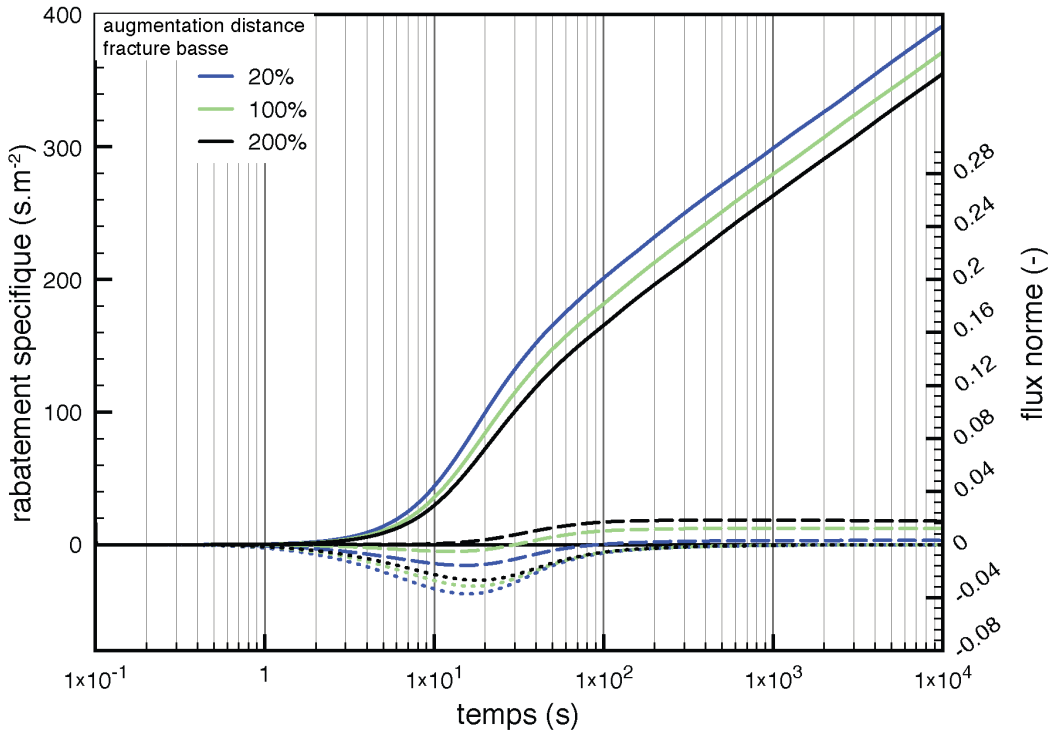

Figure 3.23 : Evolution au cours du temps du rabattement spécifique (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées dans le puits d'observation pour une variation de pendage de la fracture 1. Les paramètres hydrogéologiques sont constants $T_1=T_2=1.10^{-3}$ m²/s, $S_1=S_2=1.10^{-5}$.

Dans le cas présent, le flux est stationnaire aux temps longs. L'intensité du débit est d'autant plus élevée que l'angle du pendage augmente. L'effet du pendage est analogue à une variation du coefficient d'emmagasinement. Aux temps courts, l'effet de l'emmagasinement du forage est présent. L'évolution du débit entre les deux fractures au court du temps, est similaire à celui que nous avons observé lors de la variation du coefficient d'emmagasinement dans l'une des deux fractures (Figure 3.18, Figure 3.19). En reprenant les équations de base, et la solution de Theis, l'effet du pendage α de la fracture, ou de l'augmentation de la distance, peut être traité analytiquement par un coefficient d'emmagasinement qui augmente :

$$S_{1_apparent} = S_1/\cos(\alpha) \text{ (a)} \; ; \quad S_{global} = S_2 + S_{1_apparent} \text{ (b)} \qquad (3.45)$$

Il s'agit d'un cas trivial, mais qui montre bien qu'il existe une sous-détermination du problème et qu'il n'est a priori pas possible de déterminer la géométrie dans le milieu, juste à partir de la mesure des flux.

3.1.b Configuration déconnectée

Une autre configuration très simple, mais courante, consiste en un puits d'observation intersecté par des fractures qui ne sont pas connectées au puits de pompage (Figure 3.24).

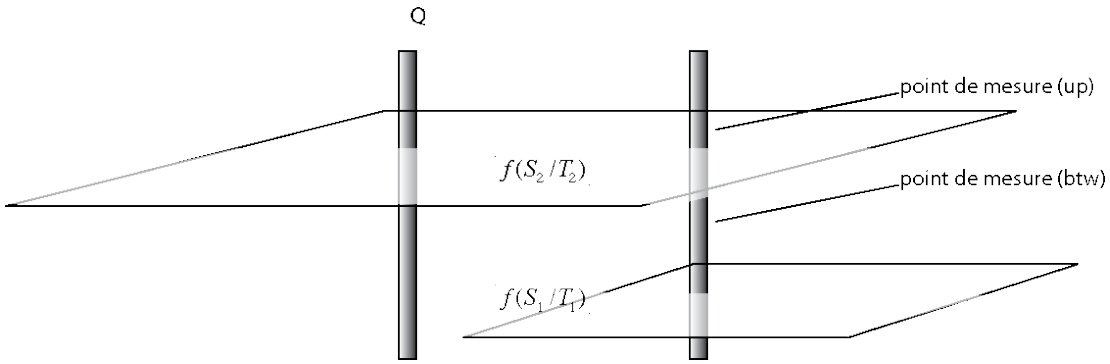

Figure 3.24 : Schéma simplifié de fractures connecté et déconnecté au puits de pompage.

Dans cette configuration, la fracture déconnectée va réalimenter la fracture la connectée au puits de pompage. Nous faisons successivement varier les paramètres hydrauliques de la fracture du haut et du bas. La transmissivité de chacune des fracture va varier de 5.10^{-3} à 5.10^{-4} m^2/s et leur coefficient d'emmagasinement sera compris entre 5.10^{-4} et 5.10^{-7}. La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement de référence sont respectivement de 1.10^{-3} m^2/s et de 1.10^{-5}.

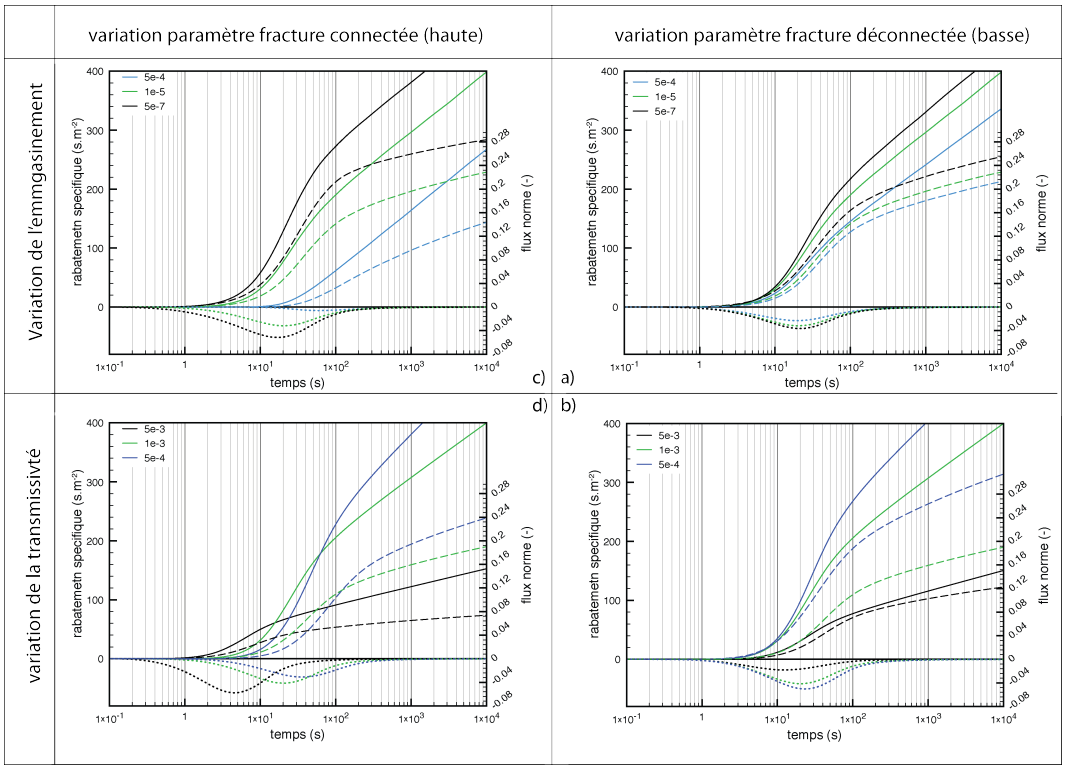

Figure 3.25 : Evolution au cours du temps du rabattement spécifique dans le puits d'observation (courbes traits pleins) et du débit au-dessus (courbe pointillées) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les différentes configurations de paramètres hydrogéologiques sont les suivantes : Les figures (a), et (b) représentent respectivement les réponses types pour la variation de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement dans la fracture déconnectée (inférieure). Les figures (c), et (d) représentent respectivement les réponses types pour la variation de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement dans la fracture connectée (fracture supérieure).

L'ensemble des résultats est synthétisé sur la Figure 3.25 qui constitue un tableau à double entrées : les deux graphes du haut correspondent à une variation du coefficient d'emmagasinement pour la fracture du haut (à gauche) ou du bas (à droite) ; les deux graphes du bas correspondent à une variation du coefficient d'emmagasinement pour la fracture du haut (à gauche) ou du bas (à droite). L'évolution au cours du temps de la charge hydraulique est toujours représenté à l'aide de courbes en trait pleins, celle des débits au-dessus de toutes les arrivées d'eau en pointillé et celle des débits entre les deux fractures en tiretés épais.

Le rabattement au temps longs suit l'approximation logarithmique de Jacob (de Marsily, 1981). La transmissivité que l'on en déduit n'est pas égale à la fracture qui connecte les deux ouvrages, mais à la somme des transmissivités du puits d'observations, T_{global}. Le coefficient d'emmagasinement que l'on peut estimer à partir du comportement aux temps longs semble plus sensible au coefficient d'emmagasinement de la fracture connectée. Ainsi, le jeu de paramètres que l'on

déduit de l'analyse des variations de charge peut ne pas correspondre aux mêmes structures.

Le problème se pose de manière équivalente pour l'analyse des débits, dans la mesure où la réponse hydrologique n'est pas sensible aux mêmes structures entre les temps courts et les temps longs. En effet, que ce soit pour les mesures effectuées au-dessus ou entre les arrivées d'eau, l'évolution des débits aux temps courts est contrôlée pour l'essentiel par la réponse de la fracture connectée, tandis que l'évolution des débits aux temps intermédiaires, lorsque les effets d'emmagasinement du puits disparaissent (Figure 3.25), dépend de la réponse conjuguée de toutes les fractures connectées au puits d'observation. Ceci explique sans doute pourquoi les données du site de Stang Er Brunn ne permettaient de modéliser à la fois les charges et les débits (au-dessus des arrivées d'eau) aux temps courts et aux temps longs avec une fracture unique.

Pour lever ces incertitudes, il est néanmoins possible d'utiliser les débits calculés entre les fractures. Le flux entre les fractures s'oriente bien sûr vers la fracture connectée. Quel que soit le cas considéré (Figure 3.25), le débit augmente au cours du temps, ce qui est caractéristique d'une fracture déconnectée du puits de pompage. L'augmentation du débit est continue et croissante en fonction du logarithme du temps sans passer par un minimum contrairement au cas des doubles fractures connectées. C'est également une caractéristique de la déconnexion de la fracture basse. Aux temps longs, le débit entre les fractures augmente linéairement en fonction du logarithme du temps.

Dans cette partie nous venons de voir quelques cas numériques très simples qui ont permis de dresser une typologie des écoulements dans le cas de quelques fractures connectées ou non aux puits de pompage. Cela a permis également de déterminer les principales difficultés liées à l'inversion des flux. Nous allons maintenant traiter une application de terrain. A priori, l'ensemble des courbes types peuvent être utilisées comme support d'interprétation des données.

3.2 Application au site de Ploemeur

L'objectif de cette partie est juste de montrer comment les résultats précédents peuvent être appliqués à des données de site. Les données proviennent de débits

mesurés à différentes profondeur sur le puits d'observation F29 durant un pompage sur le forage F28. Les résultats obtenus seront comparés à ceux obtenus par Le Borgne et al. (2006a) qui a interprété des essais de tests d'interférence entre les mêmes forages mais au cours duquel c'était le forage F29 qui était pompé.

Les deux forages F28 et F29 sont profonds respectivement de 103 et 91 mètres et sont distants de 7 mètres en surface. Le puits de pompage F28 est caractérisé par quatre principales zones transmissives respectivement à 80, 70, 64, et 30 mètres de profondeur ayant des transmissivités de 5.10^{-5}, 6.10^{-5}, 6.10^{-5}, 6.10^{-4} m^2/s (Le Borgne et al, 2006a). Un essai de pompage entre les forages avec pompage dans F29 et observation dans le forage F28 a permis d'estimer la transmissivité T et l'emmagasinement S : $7{,}04.10^{-4}$ m^2/s et $3{,}96.10^{-3}$.

Les mesures de débitmétrie en forage simple dans le forage F29 (Figure 3.26.a) permettent d'identifier quatre zones transmissives à 90, 80, 68 et 57 mètres de profondeur (mesures effectuées à partir de la tête de puits). Nous nommerons respectivement ces arrivées $F29_1$, $F29_2$, $F29_3$, $F29_4$. Notons que $F29_3$ que lors de la mise sous pompage du forage F29 à 35 lpm (litres par minute). En se basant sur la relation (3.12), il est possible d'estimer la part contributrice des flux de chaque fracture en soustrayant le flux sous pompage au flux ambiant. Cette première approche permet d'obtenir la transmissivité relative de chaque fracture en supposant que l'emmagasinement de chaque fracture soit équivalent. Nous obtenons alors les valeurs de transmissivités suivantes : $5{,}6.10^{-5}$, $6{,}1.10^{-5}$, $1{,}51.10^{-4}$ et $4{,}36.10^{-4}$ m^2/s.

Les tests d'interférences entre les forages F28 et F29 ont été effectués avec un pompage de $8m^3/h$ dans le forage F28. Les mesures ont été réalisées dans le forage F29 aux profondeurs 86,01 – 74 – 61,04 et 54,9 mètres. L'observation des flux s'effectue sur une période d'environ 20 minutes (10 minutes de mise en route du pompage et 10 minutes d'arrêt de pompage). Le débit pompé dans le puits de pompage (F28) est de 128 lpm ($Q=2{,}1.10^{-3}$ m^3/s).

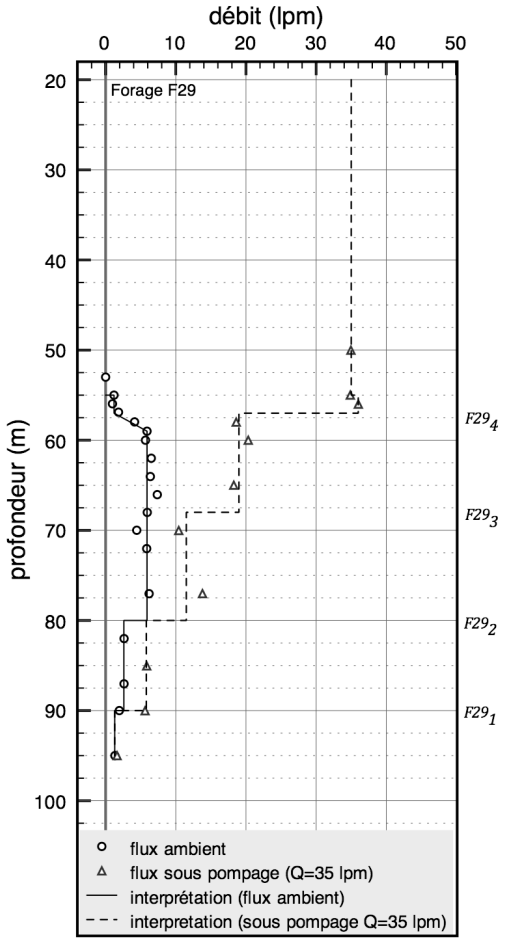

Figure 3.26 : Débitmétrie en forage seul, dans le puits F29 avec interprétation (en conditions ambiantes et sous un pompage de 35 lpm).

La Figure 3.27 synthétise les variations de flux et de charge dans le forage F28. La Figure 3.27 c,d,e,f représente la variation de débit absolue mesurée au cours du temps aux différentes profondeurs. Ces débits intègrent les flux ambiants et les flux liés à la variation de charge dans le forage F28. Pour interpréter qualitativement les connections entre les deux forages, nous avons représenté sur la Figure 3.27.a la variation relative de débit en fonction du logarithme du temps. Pour cela, les flux ambiants sont soustraits aux flux mesurés pendant le test d'interférence. Cette représentation permet de voir la part contributive de chaque fracture liée au pompage dans le forage F28. Les débits sont normés par le débit de pompage pour pouvoir comparer les courbes aux figures synthétiques (Figure 3.19 à Figure 3.23, et Figure 3.25).

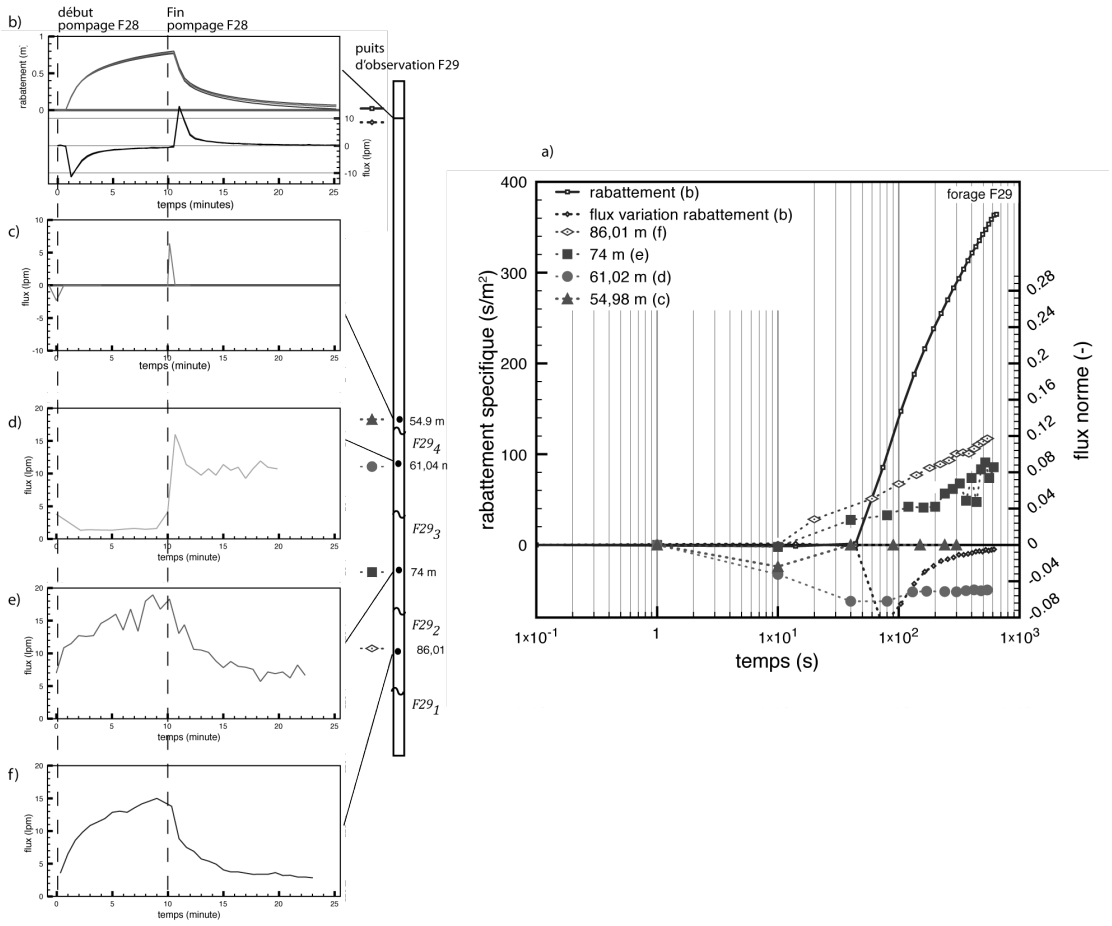

Figure 3.27 : Evolution des débits mesurés à différente profondeurs dans le forage F29 lors des tests d'interférences avec mise en route du pompage dans le puits F28. Sur la droite de la figure, l'évolution des débits normalisés est représentée en fonction du logarithme du temps.

Notons que nous observons aux temps courts un effet d'emmagasinement de puits qui disparaît au bout de 300 secondes (Figure 3.27.a trait noir). Pour le point de mesure situé à 86,01m le flux mesuré au cours du temps augmente constamment (Figure 3.27.e). L'augmentation du débit est linéaire et croissante avec le logarithme du temps (Figure 3.27.a losange). Ce comportement est symptomatique d'une structure déconnectée en dessous du point de mesure, ce qui implique que la fracture $F29_1$ soit déconnectée du puits F28. Les autres arrivées sont en revanche connectées au puits de pompage puisque l'on observe une stabilisation rapide des flux après la mise en route du pompage, notamment pour le point de mesure à 61 mètres. La question pourrait se poser pour le point de mesure à 74 mètres de profondeur, mais une fois soustrait l'influence de la fracture profonde, on s'aperçoit que la fracture à 80 m de profondeur doit est également connectée.

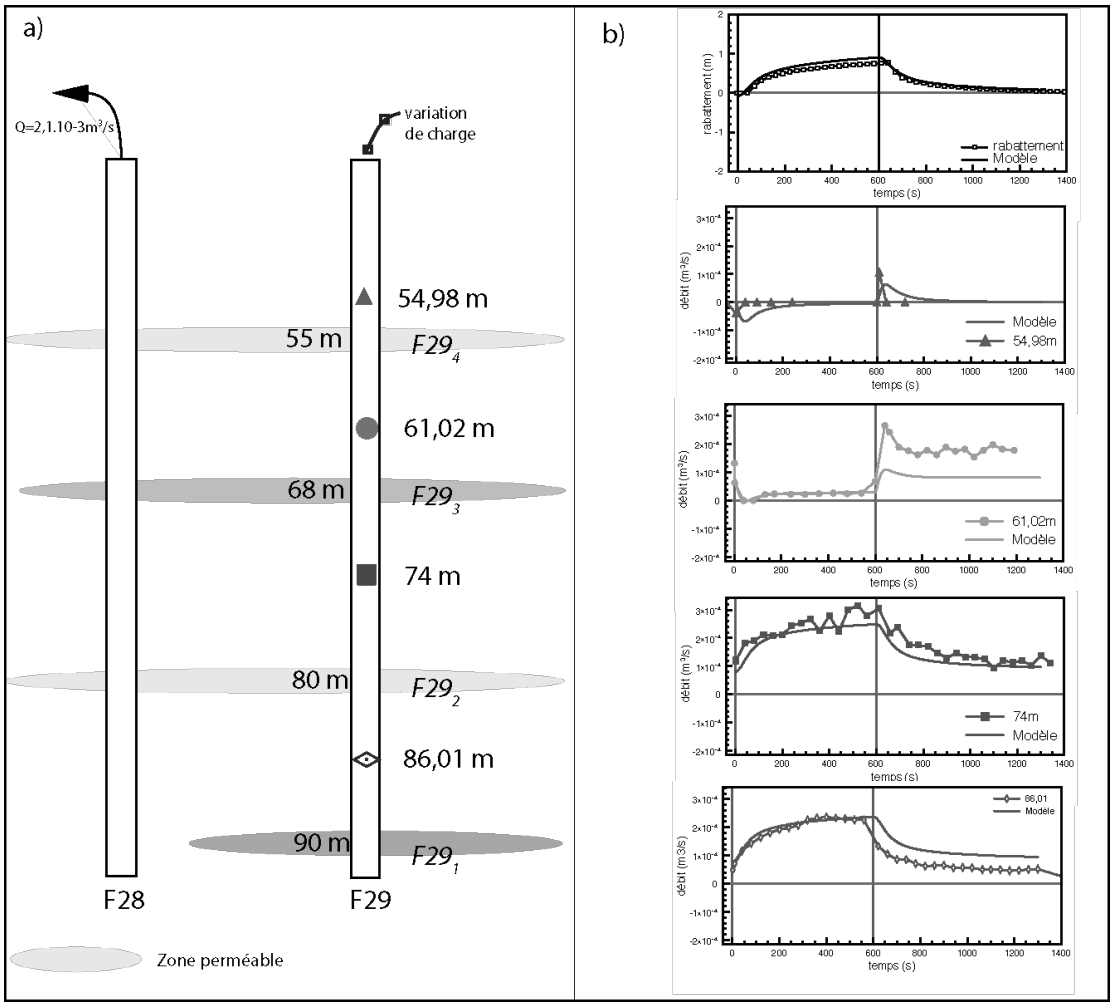

Figure 3.28 : (a) Représentation schématique des connexions entre le puits F29 et F28. (b) Evolution des débits mesurés entre les fractures, ainsi que les flux modélisés à partir du modèle FemFrac.

Maintenant que la géométrie des connexions est déterminée, nous pouvons à l'aide du modèle FemFrac estimer les paramètres de chaque fracture (Figure 3.28.b). Cette quantification a été effectuée en ajustant les courbes de variation de débit et de charge en transitoire. L'ajustement est globalement satisfaisant, même si il n'est pas possible de reproduire les débits mesurés lors de l'arrêt du pompage à la profondeur de 61 mètres. Ceci est du à la différence de réponse hydrologique observée lors du lancement ou lors de l'arrêt du pompage. Les charges de chaque fracture ainsi que les paramètres de transmissivité et d'emmagasinement obtenus à partir de l'inversion sont reportés dans le tableau ci-dessous :

Fracture	charge relative (m)	Transmissivité (m^2/s)	Emmagasinement (-)	Diffusivité v (m^2/s)	connexion au puits de pompage
$F29_4$	-3,3	5.10^{-5}	3.10^{-3}	$1,7.10^{-2}$	Oui
$F29_3$	-0,7	4.10^{-4}	6.10^{-5}	6,7	Oui
$F29_2$	-0,1	1.10^{-5}	8.10^{-4}	$1,2.10^{-2}$	Oui
$F29_1$	0	2.10^{-4}	1.10^{-3}	2.10^{-1}	Non

Tableau 3-1 : Valeurs des paramètres hydrogéologiques et de charge par inversion des flux avec le modèle FemFrac.

Nous obtenons alors une gamme de transmissivité assez faible, mais une assez grande variation des valeurs de coefficient d'emmagasinement. Ce paramètre se révèle être un des paramètres les plus sensibles à inverser lors de l'ajustement de la variation de flux. Globalement, à quelques détails près, notamment en ce qui concerne la fracture la plus profonde, les résultats sont assez similaires à ceux obtenus par Le Borgne et al (2006a). Les valeurs de transmissivité sont en particulier du même ordre que celles fournies par le Borgne et al (2006a).

5 Conclusion

Pour reproduire des expériences de débitmétrie dans un milieu constitué de quelques fractures plus ou moins bien connectées, nous avons réalisé un modèle numérique basé sur le code de résolution en élément fini COMSOL® et couplé à Matlab®. Afin de réduire le temps de calcul, nous avons implémenté les fractures comme des plans placés dans une géométrie 3D. L'effet d'emmagasinement défini par Lapcévic (1993) est pris en compte dans le modèle. Cette approche permet de calculer explicitement le comportement des flux en fonction de la géométrie des structures et la position des forages.

Dans un premier temps, nous nous sommes assuré que le modèle reproduisait correctement les effets d'emmagasinement observés au-dessus d'une fracture unique. Cela a permis de quantifier les effets d'emmagasinement au puits sur l'observation de la charge mais surtout sur la mesure des débits. Dans le cas d'une fracture unique, ce comportement aux temps courts peut être utilisé pour quantifier les paramètres hydrogéologiques de la fracture connectant les deux puits. Nous avons mis en évidence que dans le cas d'un milieu de faible transmissivité, l'effet d'emmagasinement peut agir sur une longue période, ce qui implique de réaliser des mesures sur une période suffisamment longue pour s'en abstraire.

Dans le cas où toutes les fractures sont connectées, les débits entre les fractures dans le puits d'observation s'orientent vers la fracture la plus diffusive. Les débits sont plus sensibles aux variations du coefficient d'emmagasinement qu'à celles de la transmissivité. La détermination de la géométrie des fractures connectant les deux puits reste très limitée. Si les méthodes de débitmétrie permettent une localisation très précise des arrivées d'eau dans le puits d'observation, il est a priori très difficile d'utiliser ces seules données pour imager la géométrie des principales zones perméables.

Dans le cas de fractures partiellement connectées au puits de pompage (une fracture connectée et une seconde non connectée au puits de pompage), nous avons montré que l'inversion de la charge au puits d'observation au temps très long donne une transmissivité égale à la somme algébrique des transmissivités des fractures connectées au puits d'observation. L'emmagasinement global est, quant à lui,

principalement contraint par l'emmagasinement de la fracture connectant les deux puits. La réponse hydrologique aux temps courts ne dépend donc pas des mêmes structures que la réponse observée aux temps longs. Si une fracture est déconnectée, les débits mesurés entre les fractures sont orientés vers la fracture connectée au deux puits. Par ailleurs, les débits entre les fractures augmentent de manière croissante et continue au cours du temps ce qui permet d'identifier facilement la présence d'une fracture déconnectée.

Dans ce chapitre, nous venons de voir quelques cas numériques très simples qui ont permis de dresser une typologie des écoulements dans le cas de quelques fractures connectées ou non aux puits de pompage. Cela a permis également de déterminer les principales difficultés liées à l'inversion des flux. L'ensemble des courbes types peut être utilisé comme support d'interprétation des données. La qualité de l'interprétation dépend toutefois de i) la connaissance *a priori* du débit réellement pompé dans chaque fracture, ii) la fréquence d'acquisition des données de rabattement, voire de flux, qui conditionne l'inversion aux temps courts et iii) une durée d'observation et d'expérimentation suffisamment longue pour déterminer les tendances d'évolution et cerner le type de connexion entre les forages.

Notre modèle numérique est toutefois perfectible. Il s'agit pour l'instant d'un modèle direct, basé sur un ensemble fini de fractures. Il est envisageable à l'avenir d'y implémenter plus de fractures pour (i) déterminer l'impact d'une troisième structure reliant les deux précédentes ou (ii) tester des modèles de site avec l'emploi de données structurales (pendage et orientation) mesurées dans les puits de pompages et d'observations. L'inversion des flux et des charges s'effectue actuellement manuellement par ajustement. Il serait très intéressant d'implémenter ce modèle pour une inversion automatisée des données de site.

Chapitre 4 : Mesure de vitesse horizontale par imagerie de particules

Introduction

Dans beaucoup d'applications hydrogéologiques, il est nécessaire d'estimer le flux souterrain, ou de connaître son évolution avec le temps. Par exemple, dans le cadre de la remédiation de sols pollués, la détermination de la vitesse de Darcy est un paramètre important, il contrôle en majeur partie la mobilité du contaminant (Hatfield et al. 2004, Brouyère et al. 2008). L'utilisation de la loi de Darcy constitue l'approche la plus simple pour déterminer le vitesse d'écoulement dans le milieu souterrain. Cette approche implique une connaissance à priori de la transmissivité et des gradients de charge à l'échelle régionale. La détermination de ces vitesses peut être satisfaisante dans les milieux homogènes. La connaissance des conditions limites permet de contraindre la vitesse et la direction moyenne du champ de vitesse. Cependant, dans les milieux complexes, l'accès au gradient de charge et à la distribution des perméabilités n'est pas si simple. Il en résulte une indétermination dans le calcul du champ de vitesse et sur la prédiction des temps de transfert des polluants.

Dans les formations où la matrice est peu perméable, les flux circulent prioritairement à travers les fractures ou un ensemble de fractures. Seule la connaissance des vitesses des fluides dans ces fractures permet réellement la détermination des temps de transfert. Or, la détermination du champ de vitesse par l'étude des caractérisations des charges dans les puits d'observation reste trop souvent limitée. C'est pourquoi nous présentons dans ce chapitre, nos travaux sur la mesure de vitesse à partir d'imagerie de particules. Nous abordons d'abord l'interaction de la particule avec le milieu et le fluide. Nous effectuons ensuite une description du dispositif mis en place pour détecter les particules, ainsi que l'algorithme qui permet d'évaluer la vitesse du fluide en utilisant les particules comme traceurs. Des tests en laboratoire et sur site sont également réalisés et présentés en fin de chapitre.

1 Caractéristiques de la sonde PIVEF

1.1 Principe de la mesure

Le principe de mesure adopté est celui de la mesure de flux par suivi de particule. Nous avons vu dans le chapitre 1 les différentes techniques permettant la mesure du flux dans les puits d'observation. Pour mémoire, le principe consiste à regarder le déplacement d'une particule ou d'un champ de particules dans un liquide, et d'en déduire la vitesse de ce liquide. Le choix et la justification de cette technique a été discuté dans le premier chapitre.

1.1.a Les colloïdes dans les nappes

Les colloïdes sont des particules dont la taille est comprise entre 1 nm et 10 µm dans le milieu souterrain (Ryan et Elimelech, 1996, Russel et al., 1989). Les colloïdes ont plusieurs origines mais la majorité provient du sous-sol et ils sont liés à la nature même de celui-ci. Ils sont composés de différents minéraux, d'argile, de silt, d'oxydes métalliques ou de composés humiques. Ils peuvent aussi être composés d'organismes tels que des virus ou des bactéries. De nombreux aquifères contiennent énormément de ces composés organiques et inorganiques allant de 1.10^8 à plus de 1.10^{12} particules par litre (Degueldre et al 1993, Oswald et Ibaraki, 2000).

1.1.b Transport de particules en milieu poreux

Les Colloïdes constituent des vecteurs importants dans le milieu naturel. Ils ont une surface spécifique importante et peuvent adsorber une large gamme d'espèces dissoutes. Ils peuvent ainsi contribuer à l'expansion de contaminants (Champ and Scroeter 1988). Ryan et Elimelech (1995), dans leur revue complète sur la mobilisation et le transport de contaminants associés aux particules dans le milieu poreux, montrent que la présence et le comportement des colloïdes est tributaire de trois facteurs : la génération des colloïdes, l'association entre le contaminant et les

colloïdes et le transport de colloïdes. La génération de colloïdes se fait par processus chimique (perturbation physico chimique) ou physique (variations des flux). Le transport quant à lui est principalement contrôlé par des phénomènes de blocage et de filtration lié à la porosité du milieu.

Dans le cadre d'expérimentations de laboratoire en situation de flux stable, Oswald (2001) a étudié l'impact de la porosité matricielle sur la mobilisation et la remobilisation des colloïdes par la fracture sur le long terme. Pour cela, il a réalisé une étude phénoménologique sur les transports de particules au sein d'une fracture, en comparant des études numériques et expérimentales. Il a montré que les processus de diffusion dans la matrice peuvent être très importants dans le cadre de particules de petite taille et qu'une porosité matricielle importante engendre des temps de restitutions importants. Le processus de diffusion au sein de la matrice induit des temps de transfert beaucoup plus longs. De plus, la rugosité des fractures peut retenir toutes les particules en suspension. A contrario, les processus de relargage dans la fracture peuvent remettre des particules en suspension et ainsi augmenter la distance de pénétration des colloïdes dans le milieu. La porosité au sein de la matrice joue également un rôle important, plus particulièrement dans la filtration des colloïdes. Les effets de filtration des particules en suspension sont surtout contrôlés par des effets mécaniques : le rapport de diamètre de la particule sur le diamètre du grain (d_p/d_g) permet de savoir si la particule reste bloquée ou non dans la matrice (Ghidaglia et al 1996). Pour un rapport supérieur à d_p/d_g=0,155, les particules sont systématiquement bloquées dans le milieu poreux et de façon irréversible. Pour un rapport (d_p/d_g) < 0,065, la rétention dans le milieu est négligeable et pour un rapport 0,065 < (d_p/d_g) < 0,15, un blocage partiel dans le milieu peut se produire (Herzig et al. (1970)). Le diamètre maximum des particules circulant dans les milieux poreux est de 30 à 100 µm (Herzig et al. 1970, Stumm 1977).

Dans le cadre de notre étude, nous observons les particules présentes dans le forage, leur taille est donc principalement contrôlée par le milieu poreux. Cependant, nos expérimentations peuvent se dérouler en condition dynamique. La mise sous pompage d'un milieu implique des forces de cisaillement liées à l'accélération des flux. Ces forces de cisaillement génèrent des particules « artificielles » liées à cet état hydrodynamique transitoire. Dans un tel contexte hydrodynamique, il est fréquent d'observer alors des tailles de particule plus grande, mais aussi une diminution du

nombre de particules collectées (Backhus, et al. 1986, Ryan et Manachen, 1996). Cette caractéristique implique que l'observation des particules doit pouvoir se faire sur une large gamme de particules et de conditions. Il convient toutefois de s'assurer que les particules présentes dans le forage sont toujours représentatives des écoulements dans le milieu poreux.

1.1.c Transport de particules en milieu libre

En condition d'équilibre, les particules présentes dans le milieu libre sont en interaction avec le fluide qui les entoure. Différents types de comportements peuvent être observés en fonction de la surface spécifique. La surface spécifique représente la surface totale par unité de volume. Plus la taille des colloïdes est petite, plus la surface spécifique est importante, par conséquent plus la flottabilité de la particule sera importante (4.1). Lorsque la densité d'une particule sphérique est différente de celle du fluide, la particule va être déviée des lignes de courant par les forces de gravité par la vitesse de sédimentation (v_s) :

$$v_s = \frac{g}{18\mu}\left(\rho_p - \rho\right)d_p^2 \qquad \textbf{(4.1)}$$

Cette vitesse dépendra de la constante de gravité g [$L.T^{-2}$], de la viscosité dynamique du fluide μ [$M.L^{-1}.T^{-1}$], de la différence de masse volumique entre le fluide et la particule en suspension $(\rho_p-\rho)$ [$M.L^{-3}$] et du diamètre de la particule (dp) [L]. De plus, Schulz et al. (1954) ont montré que la vitesse de chute d'une sphère pouvait être de 300% supérieure à celle d'une particule qui aurait le même poids mais un facteur de forme très faible (0,35 par exemple, la valeur pour la sphère étant de 1). Par conséquent pour des colloïdes de petite taille la vitesse de sédimentation sera de faible amplitude. Par exemple, pour des particules inférieures à 10µm la vitesse de sédimentation des particules est inférieure à 10^{-5} m/s (Stumm, 1977).

La détermination de la vitesse du fluide et des lignes d'écoulement est alors d'autant plus correcte que la taille des particules observées est petite. Cela est d'autant plus vrai dans le milieu naturel, car les particules libérées par le milieu sont petites. Il faut donc être capable de mesurer des particules de petite taille (inférieure à 10µm). Dans ces conditions la vitesse des particules est principalement contrôlée par les phénomènes d'advection et non de

sédimentation. La détection de particules de petite taille est donc un point important dans la caractérisation du champ de vitesse.

1.2 Descriptif technique de la sonde PIVEF

1.2.a Conception et mise au point

La sonde PIVEF a été réalisée grâce à un projet technique mené en collaboration avec la Division Technique de L'INSU. Lors du lancement du projet en avril 2004 par Géosciences Rennes, les objectifs étaient de réaliser un outil de mesure qui génère très peu de perturbations de la colonne de fluide au sein du forage et qui permette de mesurer des vitesses sur une fenêtre d'observation de 50 centimètres. La sonde devait pouvoir balayer une profondeur assez significative sans mouvement de la sonde grâce à une caméra et à un éclairage mobile.

La mise au point de la sonde a entièrement été réalisée par le service technique de l'INSU Brest à travers les travaux de Michel Calzas, Christine Drezen, et Alain Dubreuil. Un logiciel de contrôle et d'acquisition des données a été développé sous labView. En parallèle, le développement d'un logiciel de traitement et d'interprétation des données a été mis en place au sein de Géosciences Rennes. Un banc d'essai a été développé afin de qualifier et valider les mesures effectuées par la sonde.

1.2.b Description de la sonde

L'objectif de l'outil est d'estimer la vitesse de déplacement des particules entraînées par l'écoulement. Cet instrument doit pouvoir réaliser des mesures de vitesses d'écoulement en trois dimensions sur une colonne d'eau de 50 cm de hauteur, sans aucun mouvement de la sonde. Pour cela une caméra est déplacée selon un axe vertical afin de quantifier les flux horizontaux à différentes profondeurs. Le plan de mesure est défini par le positionnement vertical de la caméra (focale fixe). Son déplacement sur un rail motorisé est indépendant du positionnement du reste de la sonde, ce qui est essentiel pour ne pas perturber les écoulements à chaque niveau étudié. L'instrument est également équipé de capteurs supplémentaires pour le suivi et la mesure des propriétés du fluide (CPT: conductivité, pression, température), et boussole et inclinomètre pour

caractériser l'inclinaison et l'orientation de la sonde. Tout ce dispositif complexe est agencé dans un espace réduit ne dépassant pas 70 mm de diamètre afin de pouvoir explorer la majeure partie des piézomètres. Cet outil permet donc l'exploration de la plupart des aquifères.

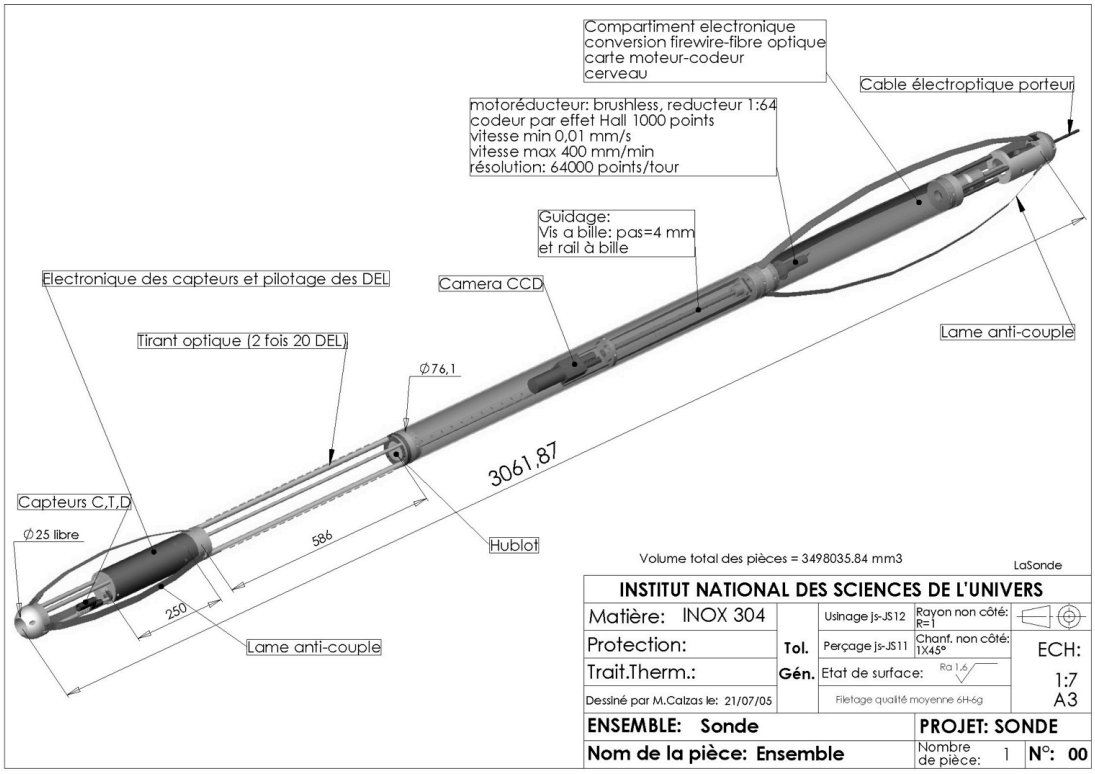

Figure 4.1 : Plan technique de la sonde PIVEF.

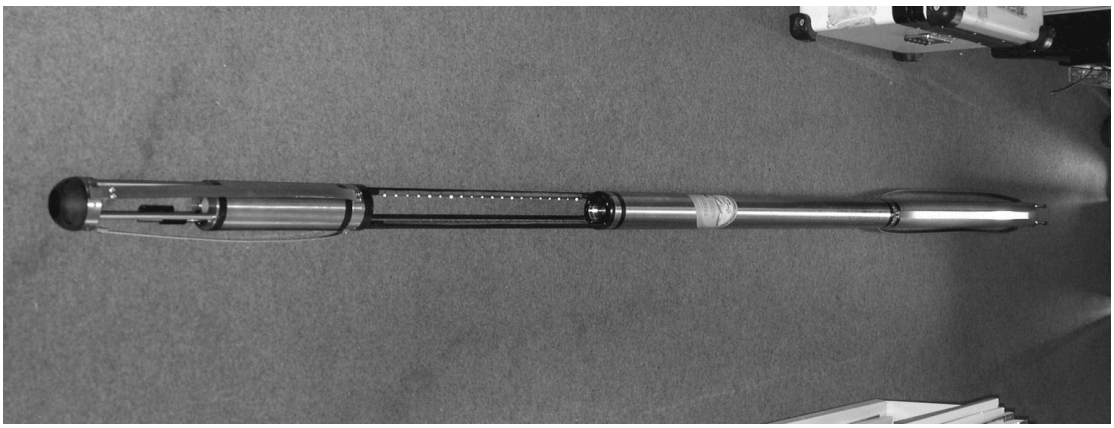

Figure 4.2 : Assemblage complet de la sonde. Partie basse avec capteur de pression, de température et de conductivité, zone de mesure avec éclairage par LED, partie supérieure avec guide de la camera et contrôle de la sonde.

Les différents compartiments sont composés de la façon suivante (Figure 4.1 et Figure 4.2):

Une partie supérieure, la plus grande, dans laquelle sont disposés la caméra, le moteur de positionnement vertical de la caméra, ainsi que tout l'électronique nécessaire pour la commande de l'éclairage, de la caméra et du moteur. Afin de transmettre toutes les informations, une carte de conversion et de transmission est placée sur la partie sommitale. Des capteurs de positionnement, inclinomètre et magnétomètre, permettent de géoréférencer la sonde dans l'espace.

Une partie centrale, correspondant à la zone de mesure proprement dite. Elle est constituée de deux tirants optiques et d'une barre de soutien. Sur chacun des tirants optiques sont installées 20 LEDs pouvant être commandées individuellement de façon à optimiser la zone d'éclairage, et surtout à minimiser les perturbations thermiques induites par l'éclairage. Le positionnement des LEDs en quinconce, permet 38 plans de mesure de flux pour une section de 50 cm.

La partie inférieure renferme les capteurs complémentaires : conductivité et température du fluide pression ; ainsi que des cartes secondaires de gouverne des LEDs.

Figure 4.3 : Dispositif de mise en place de la sonde et mesure au sein des forages expérimentaux de Beaulieu (Université Rennes 1).

La mise en place sur site s'effectue par un système original. La sonde possède son propre berceau permettant de manipuler l'outil avec un minimum de personnes et un maximum de sécurité. La Figure 4.3 présente de façon chronologique la mise en place de la sonde dans le forage : 1) présentation de la sonde fixée dans le berceau ; 2), mise en position de la sonde au dessus du forage ; 3) initiation de la descente de la sonde dans le forage ; 4) dispositif de mesure et de contrôle de la sonde.

Le dispositif de mise en place de la sonde est développé pour mettre la sonde PIVEF longue de plus de 3 mètres avec l'intervention de trois personnes maximum. Le berceau est composé d'une coque en plastique et d'une armature alvéolée permettant à la fois légèreté et rigidité de la structure. Le treuil est constitué d'un système d'attache au berceau permettant de lever la sonde dans son berceau à une hauteur de quatre mètres au-dessus du forage. À l'aplomb du forage, la sonde est soutenue par le treuil de levage, il est alors possible de désolidariser le berceau, et de descendre la sonde dans le forage. Une fois la sonde en forage, le treuil prend le relais pour positionner la sonde à la bonne profondeur. L'alimentation s'effectue à travers le câble de traction du treuil, tandis que la communication entre la caméra et la sonde s'effectue par les deux câbles annexes.

1.2.c Dispositif de contrôle

Une partie du développement a porté sur l'interface de contrôle et d'acquisition des données (effectué par l'équipe de L'INSU Brest). Les interfaces ont été développées sous Labview, afin de permettre un contrôle efficace sur le terrain. La première interface (Figure 4.4) couplée à un microcontrôleur permet le déplacement de la caméra, mais aussi le contrôle autonome ou assisté de l'éclairage.

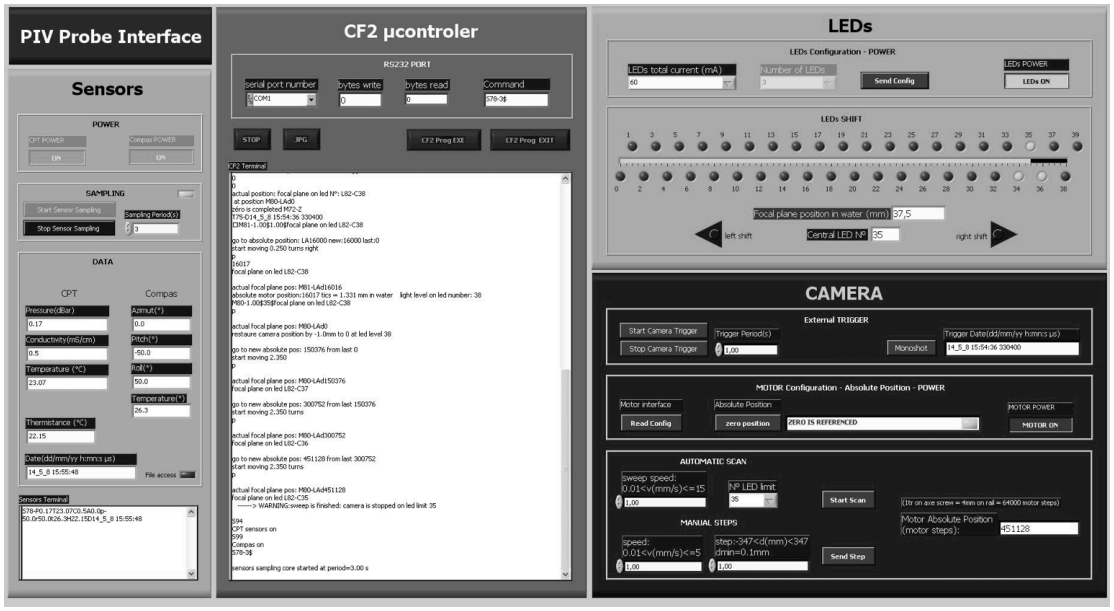

Figure 4.4 : Interface de contrôle de la sonde PIVEF et de ces différents composants : capteurs de pression, température, conductivité, diode électroluminescente (LED), et position de la caméra.

L'interface se présente donc en trois parties. La première *« Piv Probe*

Interface » permet un suivi continu des capteurs de pression-température et boussole de la sonde. Toutes ces informations sont enregistrées au sein de la carte mémoire suivant un pas de temps prédéfini. La deuxième partie constitue le panneau central et consiste en une lecture en continu des fonctions effectuées par le microcontrôleur. Elle permet de savoir à tout moment les fonctions exécutées par celui-ci et d'anticiper tout dysfonctionnement. La troisième partie est dédiée au contrôle de la position de la caméra et de l'asservissement des LEDs. Nous avons donc un suivi du positionnement du plan focal et des LEDs éclairant le plan focal en question. Le panneau de contrôle permet de connaître le positionnement des LEDs. Le déplacement de la caméra peut s'effectuer soit vers une profondeur définie (*manual steps*), ou en une descente continue sur une zone définie avec une vitesse définie (*automatic Scan*).

Le contrôle spécifique de la caméra s'effectue avec une seconde interface Labview (Figure 4.5).

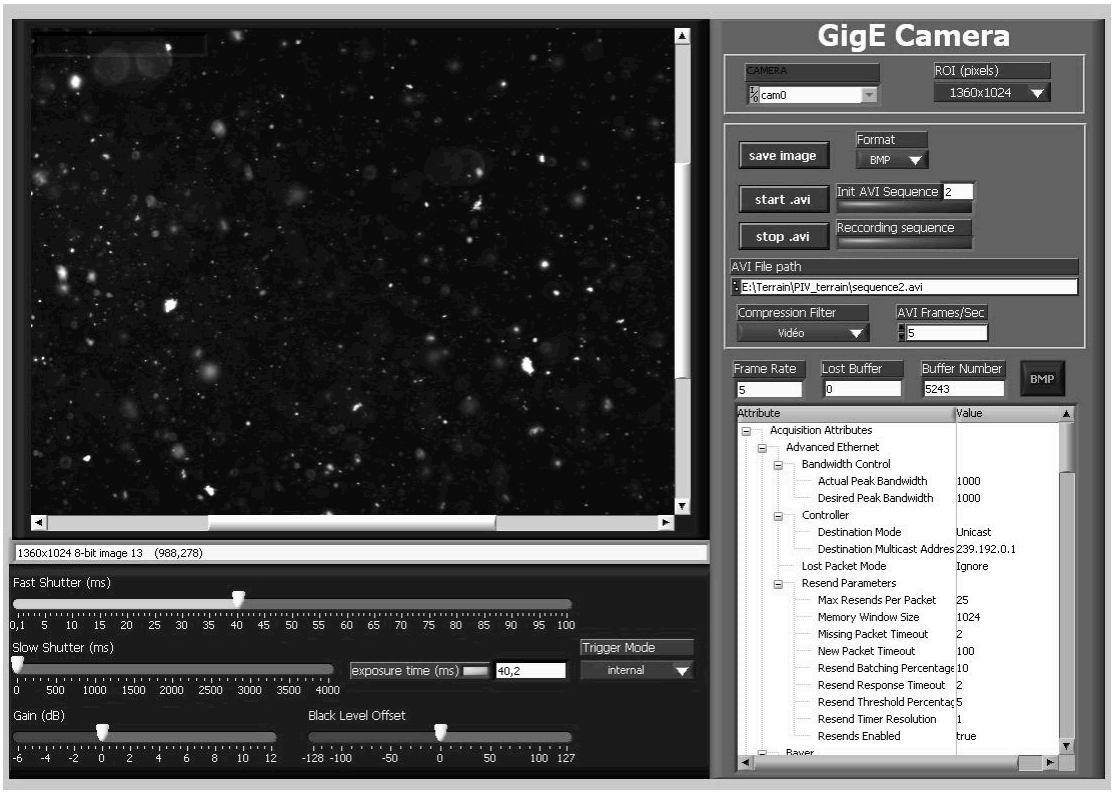

Figure 4.5 : Interface de contrôle et d'acquisition de la caméra : gain, fréquence d'acquisition, taille de l'image, type de sortie.

L'interface de commandement de la caméra (Figure 4.5) donne accès à des paramètres de commande se découpant en deux ensembles. Le premier

correspond aux paramètres d'acquisition de l'image : gains, le temps d'intégration de l'image (temps d'exposition), les vitesses d'acquisition, et la taille de l'image. Le second ensemble permet la gestion des paramètres d'exportation de l'image. Nous pouvons exporter une succession d'image ou une séquence vidéo, il est possible d'employer les formats de compression d'image. La mise en place de ces deux interfaces permet un contrôle totalement indépendant de la sonde et des capteurs périphériques d'un côté et de l'acquisition des images de l'autre. Cet interfaçage constitue un avantage sur le terrain, dans la mesure où tous les paramètres de réglage et de calibration sont accessibles facilement.

1.2.c Système d'acquisition

Les mesures se font via une caméra CDD de haute résolution. Il s'agit d'une caméra de haute fréquence (15 images par seconde) avec une définition maximal de 1392*1040 pixels ou de 640*480, correspondant respectivement à une taille d'image de 5,9*2,7 ou 2,5*1,9 cm. La résolution du pixel est alors de 4.10^{-5} m. Ce système d'acquisition est adapté pour des vitesses faibles inférieures à 10^{-5} m/s mais aussi pour des vitesses plus rapides de l'ordre de 10^{-3} m/s. En effet, dans le cas de faibles vitesses la fréquence d'acquisition peut être ralentie et le cheminement de la particule peut être sur une large image et inversement dans le cadre de vitesses rapides.

Toutes les images acquises sont transférées directement à la surface à l'ordinateur de contrôle par une connexion Ethernet (type Giga-ethernet) afin d'effectuer le traitement *a posteriori*. Le temps de traitement des images est de 4 images par seconde pour les images de grande taille et de 10 images par seconde pour les images de petite taille. Par conséquent, la réduction de la taille des images pour de hautes fréquences d'acquisitions permet de compenser le temps de calcul et de garder un traitement de l'ordre de 1 minute de traitement pour 1 minute d'acquisition.

1.3 Traitement des images

1.3.a Détection des particules

La mesure de flux est basée sur la détection des particules, car elles sont considérées comme traceur et représentatives de la vitesse du fluide. Il est donc essentiel que ces particules suivent correctement l'écoulement. Nous avons vu précédemment que les particules n'étaient pas influencées par les effets de sédimentation lorsque leur taille était inférieure à 10µm. Une étude de l'effet de la dimension des traceurs sur l'écoulement a récemment été rapportée par Möller (1996). Il a observé que les particules doivent réfléchir suffisamment de lumière pour être visibles par la caméra. La diffraction de la lumière à travers un nuage de particules peut se faire via la réflexion, l'absorbtion, et la diffusion. Il apparaît d'après l'étude de Bedidi et Cervelle (1993) que pour des particules d'une taille comprise entre 0,01 µm et 10 µm, l'angle θ de diffusion de la lumière varie entre 0 et 90°, et est supérieur à 70° lorsque les particules ont une taille supérieure à 0,1 µm (Figure 4.6).

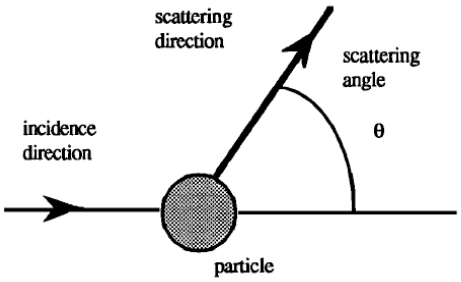

Figure 4.6 : Principe de diffusion de la lumière en fonction de l'angle d'incidence de la lumière sur une particule (Bedidi, 1993).

Nous observons donc que pour les particules de petite taille, l'angle de diffusion est important. Par conséquent, un dispositif avec un éclairage latéral et un système d'acquisition est adapté afin de visionner les particules.

Des effets de diffraction peuvent avoir lieu sur des particules de très petite taille. Ils résultent de l'interaction entre la longueur d'onde de la source et la taille de la particule. Nous devons cependant connaître quelle est l'intensité des faisceaux renvoyés par ces particules.

Bedidi et Cervelle (1993) ont également étudié l'importance de la

diffraction en fonction de la longueur d'onde de la source lumineuse et de la taille de la particule. Cette étude s'est faite suivant deux configurations en milieu aérien et en milieu liquide. Dans notre cas, la longueur d'onde employée est le vert (550 nm) et la diffraction est quasiment nulle pour des particules ayant une taille supérieure à 0,5µm (pour les deux cas eau et air). Pour une gamme de particules de taille supérieure à 1µm nous n'aurons donc aucune perturbation liée à cette diffraction.

Il est important de noter que l'image enregistrée est normalement plus grande que la taille théorique, facteur de grandissement compris (Willert et Gharib 1993). En effet, dans cette gamme de diamètres de particules, les dimensions de l'image sont principalement déterminées par la diffraction de l'optique de réception (objectif) utilisé. Si nous définissons d_i le diamètre effectif de l'image de la particule, nous pouvons l'exprimer à travers la relation (4.2)

$$d_i = \sqrt{M^2 . d_p^2 + d_{diff}^2} \qquad \textbf{(4.2)}$$

Où M est l'agrandissement linéaire de l'optique, d_p le diamètre de la particule d_{Diff} le diamètre de l'image de diffraction. Dans notre cas, la dimension liée à la diffraction sera presque nulle (Willert et Gharib 1993). Le facteur de grossissement *M* est de 1,329.

Les particules auront donc un diamètre apparent du même ordre de grandeur que la taille réelle des particules. Nous avons vu que notre système d'éclairage (LED) et de réception (caméra) est optimisé pour : (i) une très bonne localisation de la particule et (ii) une sensibilité accrue de la caméra pour le spectre d'éclairage employé. Nous avons vu aussi qu'une particule a une vitesse de sédimentation dépendant principalement du diamètre de la particule et de la différence de densité entre les particules et l'eau, cette sédimentation étant négligeable pour des particules inférieures à 10µm.

Bien que la résolution de notre caméra (pixel) ne soit que de 4.10^{-5} m, la réflexion importante de la lumière sur les particules d'une taille de 10µm permet de les imager. Par ailleurs, la longueur d'onde utilisée par l'éclairage engendre une diffraction permettant la détection des particules par le capteur CCD de la caméra. Nous n'aurons alors pas la taille réelle de la particule, mais cela ne nous empêchera

pas d'obtenir le déplacement de celle-ci. La détection des particules peut s'effectuer sur une large gamme taille de particule.

1.3.b Traitement de l'image

L'établissement des vitesses d'écoulement passe par une étape de détection des particules afin d'en déduire une information géographique locale, puis par la détermination de la corrélation entre les différentes images afin d'avoir une information temporelle. L'établissement du champ de vitesses à partir des images de champ de particule ouvre à lui seul tout un champ scientifique qui ne sera pas abordé en profondeur ici. Cependant dans le cadre de notre étude nous avons travaillé sur différentes méthodes afin de déterminer lesquelles étaient les plus pertinentes par rapport à notre thématique. L'étude de la vitesse peut se faire suivant deux méthodes distinctes. La méthode de PIV (*Particles Imagery Velocymetry*), et la PTV (*Particle Tracking Velocimetry*). L'objectif de ce type de mesures est d'obtenir une mesure synthétique de l'écoulement présent dans le milieu en utilisant comme traceur les particules.

Vitesse par imagerie de particule PIV

La Vélocimétrie par Images de Particules est basée sur la mesure de la vitesse de particules jouant le rôle de traceurs entraînés par le fluide. Pour cela une tranche fine de l'écoulement est illuminée (Riethmuller 1997, Raffel et al. 1998). Cet éclairage est produit à l'aide d'un feuillet lumineux très mince. Les particules traceurs sont ainsi rendues visibles et des images de ces particules à des instants successifs vont être enregistrées. Il suffit alors de déterminer la distance séparant ces images consécutives pour connaître le déplacement local du fluide. Comme on enregistre simultanément les images de toutes les particules illuminées dans un plan ou dans un volume, nous accédons au champ instantané des vitesses. Le déplacement des traceurs sera déterminé par une analyse des images obtenues. La mesure est donc accomplie en deux étapes: la première consiste à enregistrer les images, la seconde est l'analyse de ces dernières qui conduit à la détermination des déplacements des traceurs.

Implémentation du l'algorithme PIV

Dans un premier temps, la caractérisation du champ de vitesse mesuré par la sonde s'est faite par l'implémentation de l'algorithme de pivmat disponible sous licence GNU initialement développé par Westerwel (Westerwelet al., 1993 ; 1997). Cette première approche nous a permis d'établir le protocole d'acquisition et de traitement des images issues de la caméra.

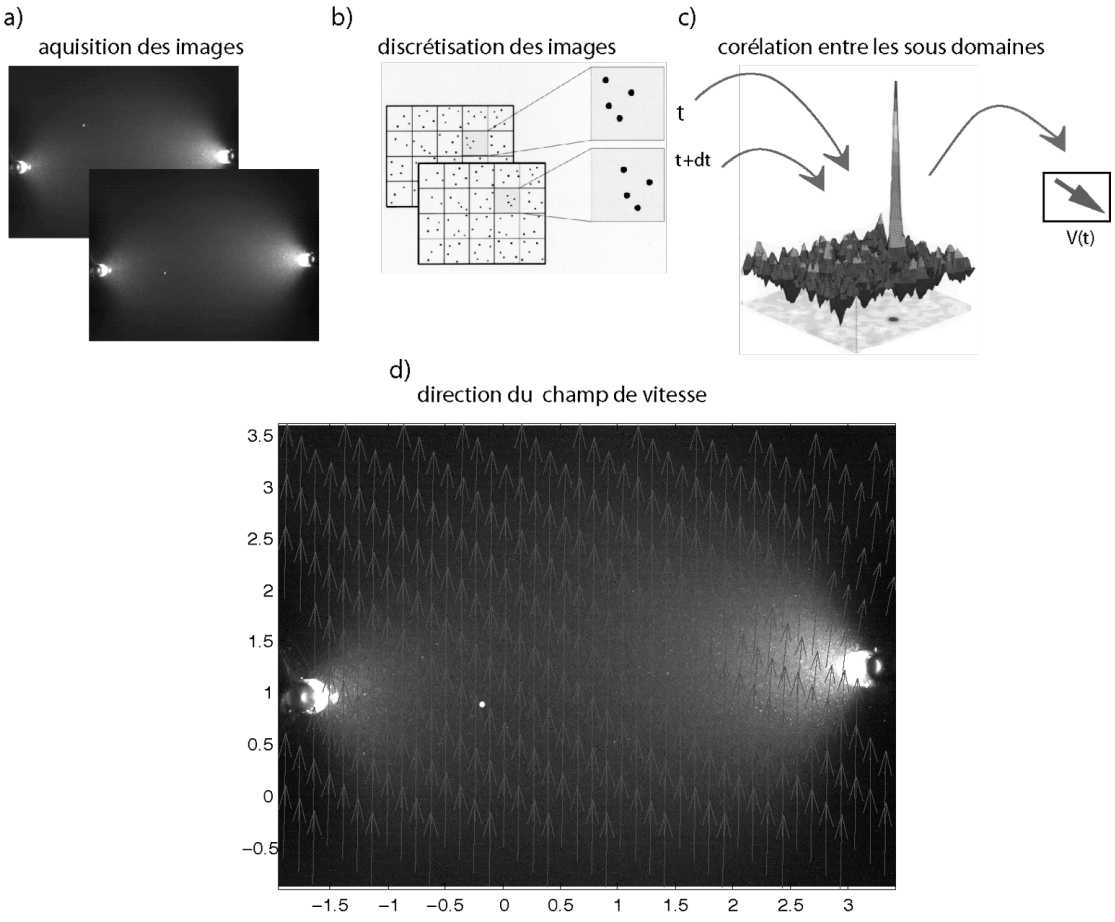

Figure 4.7 : Illustration du principe de mesure du champ de vitesses par imagerie des particules selon 4 étapes : (a) acquisition des images, (b) discrétisation en sous domaine, (c) intercorrélation des images par sous domaine, et (d) affichage des directions et intensités des vitesses par sous domaine.

La Figure 4.7 présente schématiquement le principe de traitement d'un champ de particule par traitement PIV. Suite à l'acquisition d'images à une fréquence donnée, les images sont discrétisées en sous domaines. Pour chaque domaine un barycentre est calculé prenant en compte l'intensité lumineuse de chaque pixel présent dans le sous domaine. Pour la seconde image un second barycentre est calculé, ensuite la corrélation entre les deux barycentres permet d'obtenir la distance parcourue et la direction de l'ensemble des particules présentes dans cette zone.

Les traitements de vitesse par ce moyen deviennent très dépendants de la taille, de la discrétisation, et de la densité de l'ensemencement. Nous avons dans un premier temps utilisé cette approche, cependant, deux phénomènes peuvent contrecarrer son utilisation. En effet, au sein du banc expérimental, nous avons observé une perte de la concentration des particules de l'ensemencement au cours du temps passant sous un seuil de concentration critique ne permettant pas l'utilisation de cette méthode qui nécessite de nombreuses particules. De plus, le temps de calcul pour le traitement des images de grande taille est relativement important. Par conséquent, cette méthode ne s'est pas révélée être la plus judicieuse.

Vitesse par traçage des particules PTV

La technique de poursuite des particules ou PTV (*Particle Tracking Velocimetry*) est une méthode complémentaire de la PIV. Pour la PIV la corrélation détermine de façon statistique le déplacement moyen dans une fenêtre de l'image alors que dans le cas de la poursuite de particule, on évalue le déplacement de chaque traceur individuellement. Le principe de la poursuite consiste à identifier les images multiples d'un même traceur et à déterminer son déplacement. Les travaux de Derou (1995) synthétisent et illustrent les outils mis en place pour l'obtention des vitesses par suivi de particule. La PTV ne donne de bons résultats que si les particules sont peu nombreuses, de telle sorte qu'il soit facile de déterminer les multiples images d'un même traceur sans ambiguïté. En conséquence, cette approche est généralement utilisée pour des applications où le contrôle de la concentration en traceur est possible. C'est le cas notamment dans les écoulements diphasiques où le traceur est constitué de la phase discrète dont on ne peut changer la concentration sous peine de modifier totalement le problème physique. Cette méthode est également employée dans les mesures tridimensionnelles par l'emploi de caméras multiples (Guezennec et.al. 1994).

Implémentation de la méthode PTV

Le nombre de particules et la configuration des flux que nous avons pu rencontrer sur notre banc expérimental, nous ont orienté vers la caractérisation des flux par la méthode PTV. Le traitement d'image et la caractérisation des flux sont basés sur l'algorithme Urapiv développé par Uri Shavit, Roi Gurka, Alex Liberzon

(licence GNU, Copyright (c) 1998). Nous avons intégré cet algorithme dans un programme de traitement sous la plateforme matlab®.

Pour chaque particule détectée, un vecteur vitesse est calculé. Pour chaque image, un filtre passe bande permet d'éliminer une partie du bruit puis un seuil de détection permet de repérer les pics d'intensité lumineuse uniquement dus aux particules. Cette approche nécessite de connaître plusieurs paramètres : la taille minimale et maximale des particules à prendre en compte, l'intensité lumineuse minimale affectable à une particule, et la distance maximale que peut parcourir la particule entre deux images successives. Ces trois paramètres (diamètre moyen des particules, seuil d'intensité, et distance maximale parcourue par la particule entre deux images) doivent être bien établis à priori et cela peut être réalisé par une prévisualisation des images et un programme d'aide à la détermination de ces paramètres.

L'avantage de ce type de méthode est que chaque pic d'intensité lumineuse est identifié, nous pouvons alors tracer la particule. Ce traçage peut se faire non seulement sur deux images successives mais également sur autant d'images qu'il est possible d'identifier. Par conséquent, deux méthodologies peuvent être adoptées. La première consiste à mesurer la vitesse dite instantanée entre deux images successives. La seconde consiste à regarder le déplacement de la particule au cours du temps et d'obtenir ainsi sa vitesse et sa direction moyenne sur toute la période de temps durant laquelle la particule est identifiée. Nous conservons ainsi tout le parcours de la particule en mémoire. Cette deuxième option peut être un avantage pour la qualité des mesures car nous pouvons réduire le bruit sur la mesure lié à des perturbations locales de milieu libre.

Cette approche permet de faire un filtrage. En ne considérant que les particules que l'on observe pendant une période de temps donné nous nous affranchissons des particules qui traversent le plan focal de la caméra par effet de sédimentation, ou encore le déplacement rapide de microorganisme. Nous ne prenons en compte que les particules réellement portées par le flux (Figure 4.8). La principale contrainte de cette approche est le calcul de vitesse qui ne peut se faire qu'*a posteriori* dans la mesure où nous devons obtenir assez d'images pour effectuer le « traçage » des particules sur une longue période.

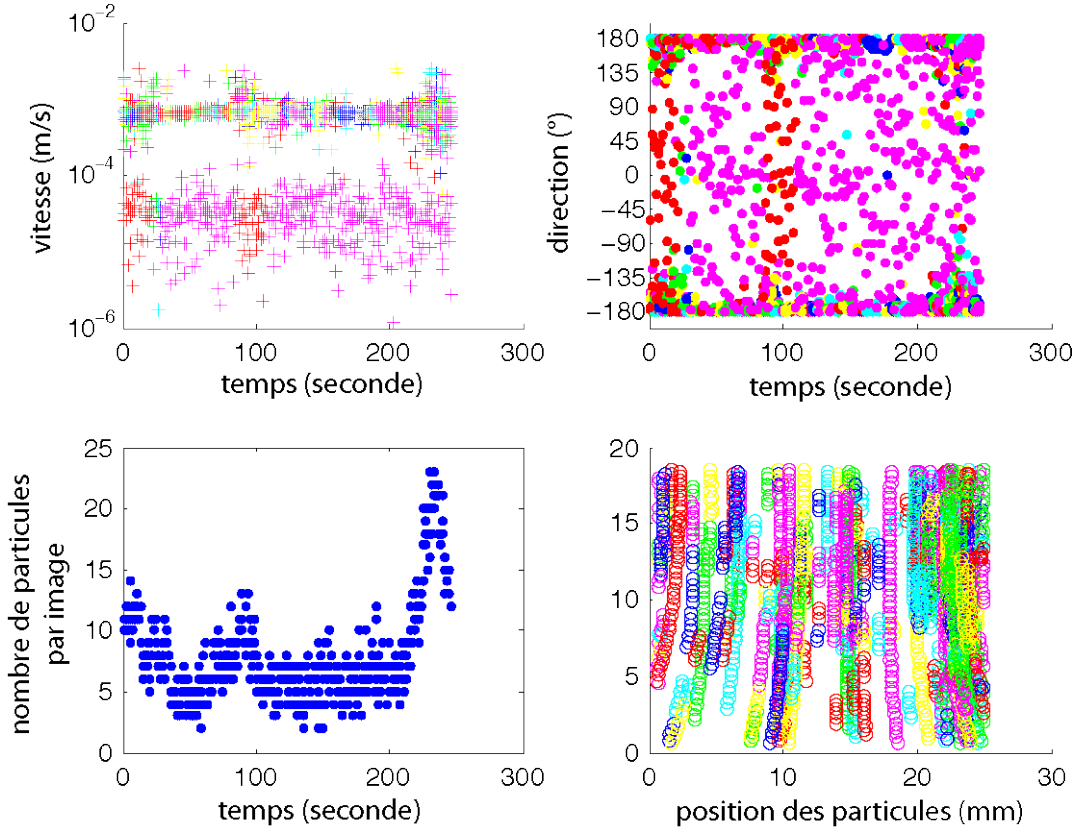

Figure 4.8 : Post-traitement du champ de vitesse obtenu par suivi de particules, milieu homogène avec une différence de charge de 14 cm et une fréquence d'acquisition 1,875 images par seconde.

Sur la Figure 4.8 est reporté un exemple de post-traitement des mesures, sur une période de temps de 300 secondes. Un meilleur exemple est fourni plus loin, mais cet exemple illustre l'intérêt du traitement d'image. La figure montre sur une courte période, l'évolution des vitesses, directions, et comportements des particules. Dans cet exemple le flux est purement homogène et la vitesse imposée est autour de 7.7 10^{-4} m/s. Les Figure 4.8.a,b) présentent respectivement la vitesse et la direction instantanée obtenue à partir de deux images en fonction du temps. Dans le paragraphe suivant, nous expliquons pourquoi autant de bruit est observé sur la mesure des vitesses et des directions. La Figure 4.8.c) présente le nombre de particules présentes sur chaque image en fonction du temps. Grâce à cette information nous pouvons qualitativement voir si le seuil de détection et les paramètres de filtrage de bruit sont correctement établis. En effet si le nombre de particules est plus important que celui présent effectivement dans l'image, une erreur dans la calibration est possible et inversement, si la détection est nulle il est possible de vérifier auprès des images. La

Figure 4.8.d) représente le cheminement de toutes les particules détectées dans un plan horizontal sur toute la période de temps analysée par l'algorithme. Chaque couleur représente a lors une trajectoire d'une particule. Nous pouvons observer qualitativement les mesures et les valider. Chaque couleur correspond à une trajectoire définie numériquement (plusieurs trajectoires peuvent avoir la même couleur). Dans cette configuration les particules ont une trajectoire rectiligne avec une vitesse constante (espacement égal entre chaque marque). Dans le cadre d'écoulements stationnaires et quasi unidirectionnels, nous calculons la vitesse et la direction moyenne définie par une trajectoire de particule. Cette caractéristique permet d'augmenter le ratio signal sur bruit. En effet nous observons la trajectoire de la particule sur un intervalle de temps de l'ordre de la seconde, voire de la dizaine de secondes et sur une distance de plusieurs centaines de pixels. Ce qui est un gain important par rapport à la mesure instantanée où la mesure s'effectue sur des temps inférieurs à la seconde et sur des distances inférieures à la dizaine de pixels.

Dans l'exemple montré sur la Figure 4.8, les données de vitesses et de direction sont très bruitées au contraire des trajectoires qui sont essentiellement rectilignes. Nous allons voir que le traitement permet d'éliminer certaines incertitudes et de valider néanmoins les mesures. Ainsi, si des vitesses de l'ordre de 7 10^{-4} m/s sont effectivement observées comme attendu, d'autres valeurs de vitesses, beaucoup plus faibles, sont également mesurées entre 1.10^{-5} et 5.10^{-5} m/s. Grâce au suivi de la trajectoire de particule au cours du temps nous observons très vite que cette mesure est issue de la même particule qui est toujours pointée en violet et rouge. En termes de direction, cette même particule (pointée en rouge et violet) a une direction très variable au cours du temps. Ce comportement est tout simplement dû à une impureté au bord de l'objectif. Il est donc facile de filtrer cette information.

Afin de valider l'outil de mesure et tester ses performances, Nous avons étalonné dans un premier temps la sonde sur un banc expérimental.

2 Validation expérimentale en laboratoire

2.1 Banc expérimental

Le banc expérimental permet de créer des conditions contrôlées et connues pouvant être observées par la sonde lors de son utilisation en forage. Grâce à ce banc d'essai, il est possible de contrôler le caractère intrusif de la sonde dans le milieu, et de tester les capacités de la sonde en terme de mesures. Les contrôles effectués permettent d'établir la gamme des mesures pouvant être effectuée et de déterminer l'influence de la géométrie de l'outil sur l'orientation et sur l'intensité des vitesses mesurées.

2.1.a Dispositif expérimental

La Figure 4.9 présente le banc expérimental permettant de recréer un flux laminaire bidirectionnel. Il est constitué de 5 compartiments successifs pour une longueur totale sur un mètre de hauteur, et vingt centimètres de profondeur. Les deux compartiments extérieurs permettent la mise en charge du dispositif. Le compartiment central est un milieu libre analogue à un forage servant à l'introduction de la sonde, toutes les mesures de flux seront effectuées dans cet espace. Les deux derniers compartiments correspondent à un milieu poreux rempli de billes de 450 µm (±100 µm) de diamètre sur une hauteur de un mètre (300 kg de billes) et permettant de créer un milieu de perméabilité de $2{,}9.10^{-3}$ m/s. Le flux est imposé par gradient de charge à la sortie du dispositif. Afin de contrôler les vitesses et l'homogénéité des flux en fonction du temps un contrôle de débit est effectué à l'exutoire.

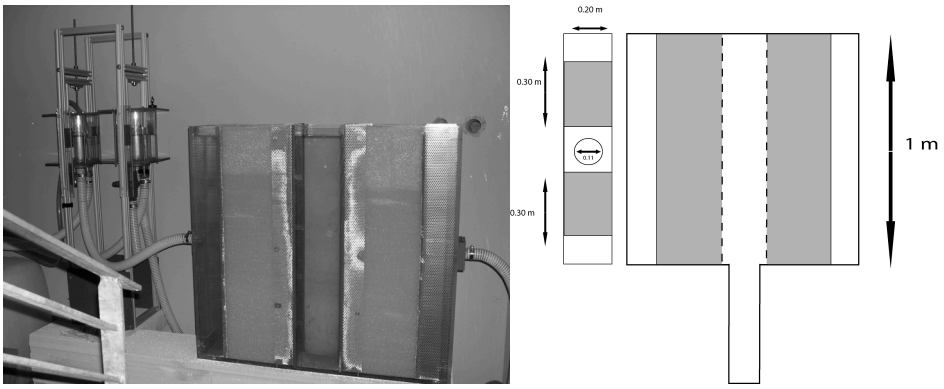

Figure 4.9 : Banc expérimental dimensionné selon la taille du dispositif. Milieu poreux d'une perméabilité de 2,9.10^{-4} m/s, hauteur de la fenêtre de 1 mètre. Charge imposée de part et d'autre du dispositif.

La géométrie du banc expérimental permet de s'affranchir des variations de flux liées à la présence d'un forage dans un milieu poreux. En effet nous avons vu dans le chapitre 1 que la présence d'un forage dans un milieu poreux entraîne une rupture de perméabilité impliquant une concentration des lignes de flux, et une accélération du champ de vitesse. Pour notre part, le banc expérimental est défini pour établir un écoulement le plus laminaire possible, et le plus cohérent avec la loi de Darcy. Par conséquent, la largeur du puits est égale à la largeur du milieu poreux. Grace à cette configuration, nous définissons un écoulement dans un milieu en deux dimensions.

Milieu homogène

Au sein du milieu homogène, l'écoulement se fait suivant une section de 1 mètre (Figure 4.9). Le flux est totalement contrôlé par le gradient de charge imposé par la réserve en amont et en aval. Le débit à l'exutoire est donc contrôlé par le gradient de charge et la perméabilité du milieu.

Milieu hétérogène

Le milieu hétérogène est constitué d'obturateurs plastiques s'ajustant sur les parois à l'intérieur du puits où se place la sonde. Cela permet d'effectuer un écoulement localisé analogue à celui observé avec une fracture. Nous avons effectué 3 familles de fractures amovibles (0°, 30° et 45°). Nous pouvons ainsi établir différentes géométries d'écoulement au sein du puits où est placée la sonde.

2.1.b Dispositif numérique

Une étude préliminaire via un modèle numérique a permis d'établir une première géométrie du banc expérimental avant sa conception définitive. Cette approche numérique a permis d'anticiper l'impact de la géométrie des fractures sur les écoulements dans le puits d'observation.

La modélisation s'est fait via le logiciel Comsol® permettant la modélisation et la simulation de tous les processus physiques décrits par des équations aux dérivées partielles en utilisant la méthode des éléments finis. Ce logiciel a la capacité de coupler et de résoudre arbitrairement des équations dans différents domaines. On peut ainsi résoudre les différents comportements (milieu poreux saturé et milieu écoulement libre) présents au sein du banc d'essai. L'utilisation d'un modèle numérique pour la conception a permis (i) de valider les dimensions du banc, (ii) d'observer et de quantifier les vitesses qui seront présentes au sein du banc d'essai et (iii) de s'assurer que les géométries de fractures élaborées génèrent les écoulements localisés.

La méthodologie adoptée permet de caractériser le flux transitoire dans un milieu poreux entre deux milieux libres. Afin de pouvoir faire la connexion entre les charges imposées et le flux au sein du forage nous avons utilisé la formulation de Darcy Brinkman, et la formulation de Navier-Stockes (N-S) au sein du forage. Cette étude permet de caractériser les flux pour différentes géométries (homogènes et avec fractures) au sein du forage suivant différentes contraintes de pression.

Le modèle est un modèle en deux dimensions. Les dimensions géométriques sont conformes avec celles du banc expérimental, soit une largeur et une hauteur de 1 m et une profondeur de 0,2 m. Le puits central a une largeur de 0,2 m, et les deux zones de réservoir latérales permettant la mise en charge ont une largeur de 0,1 m. Le milieu poreux est quant à lui déterminé par deux compartiments d'une largeur de 0,3 m chacune.

Equations prises en compte dans le modèle.

Le problème principal lié à ce modèle est d'obtenir une formulation mathématique correcte liant le milieu libre contenu dans le forage et l'écoulement dans le milieu poreux tout en sachant que les conditions limites induites par les fractures auront un rôle important. L'équation de mouvement pour le milieu libre est

définie pour une densité constante, et une viscosité constante du fluide, suivant la formulation connue de Navier-Stokes (N-S). On a alors la relation (4.3) :

$$\nabla \vec{P} = \rho_f \left(\vec{v}_f . \nabla\right) \vec{v}_f + \mu \nabla^2 \vec{v}_f \qquad \textbf{(4.3)}$$

L'indice *f* représente le fluide libre, P et v sont respectivement la pression et la vitesse ; ρ et μ sont les constantes de densité et de viscosité du fluide. L'équation (4.4) de continuité décrit la conservation de masse pour un fluide incompressible dans le cadre d'un régime libre :

$$\nabla . \vec{v} = 0 \qquad \textbf{(4.4)}$$

Cette équation permet aussi d'obtenir une description microscopique des écoulements en milieu poreux. On peut cependant en avoir une représentation macroscopique. Nield et Bejan (1992) montrent qu'il existe de nombreuses formulations mathématiques décrivant le mouvement du fluide de façon macroscopique dans les milieux perméables. Les deux modèles les plus utilisés sont les équations de Darcy (1856) et de Brinkman (1947). Le modèle de Brinkman est un modèle à l'échelle intermédiaire entre la loi de N-S et la loi de Darcy. Dans cette approche, les effets d'adhérence du fluide sont pris en compte. L'équation de Brinkman décrit les flux présents dans un milieu poreux où la vitesse est importante, ce qui permet de tenir compte des effets inertiels macroscopiques, et où la géométrie du milieu poreux implique une circulation transitoire entre deux conditions limites dans lesquelles la viscosité dynamique du fluide ne peut être négligée. L'équation de Brinkman est donnée ci après (4.5) :

$$\nabla \vec{P} = -\frac{\rho_f}{\varphi^2} \left(\vec{v} . \nabla\right) \vec{v} + \frac{\mu}{\varphi} \nabla^2 \vec{v} - \frac{\mu}{K} \vec{v} \qquad \textbf{(4.5)}$$

Où *v* est la vitesse moyenne du déplacement du fluide et μ est la viscosité du fluide

L'équation de Brinkman est une équation non linéaire et est conseillée pour des porosités supérieur à 0,6 et des nombres de Reynolds supérieur à 10 où les forces inertielles dans les pores peuvent devenir effectives (Das, 2001). La résolution explicite suivant le modèle de Brinkman prend en compte la loi de la conversion de la masse (4.4).

Afin de coupler les équations qui représentent les deux domaines, il est nécessaire de corréler les conditions hydrodynamiques à l'interface qui sépare les deux ensembles des deux régions. Il faut faire coïncider les conditions de pression, et spécifier les différentes composantes de la vitesse (normale et tangentielle) à l'interface des deux milieux. Comme l'équation de Darcy est une équation différentielle de premier ordre prenant en compte la variation de pression, il n'est pas possible de décrire toutes les composantes du champ de vitesse à l'interface entre le milieu poreux et le milieu libre (équation de Navier et Stocks). Or la formulation de Brinkman intègre les différentes composantes du champ de vitesse au sein du milieu poreux, permettant ainsi de transférer à la fois les conditions de pression et de vitesse entre les deux milieux. La combinaison de la résolution entre milieu poreux et milieu libre est solvable facilement numériquement. Le terme de vitesse de deuxième ordre est une fonction continue à travers l'interface qui fait le lien entre le milieu libre et le flux dans le milieu poreux. Les contraintes de champ de vitesse et de pression sont illustrées suivant la Figure 4.10. Les deux modèles d'équations sont fondamentalement compatibles et tous les deux décrivent le flux et la distribution du champ de pression au sein du dispositif, les variables dépendantes sont la vitesse (v_x,v_y), et le champ de pression (p). Nous synthétisons sur ce schéma les différentes conditions limites employées afin de définir les vitesses d'écoulement dans le forage. Les dénominations u_{br}, v_{br} correspondent aux champs de vitesse v_x et v_y dans le milieu poreux et u_{ns} et v_{ns} dans le milieu libre, « eps » correspond à une valeur faible de 1.10^{-6} m/s afin d'initialiser le solveur pour une convergence plus rapide.

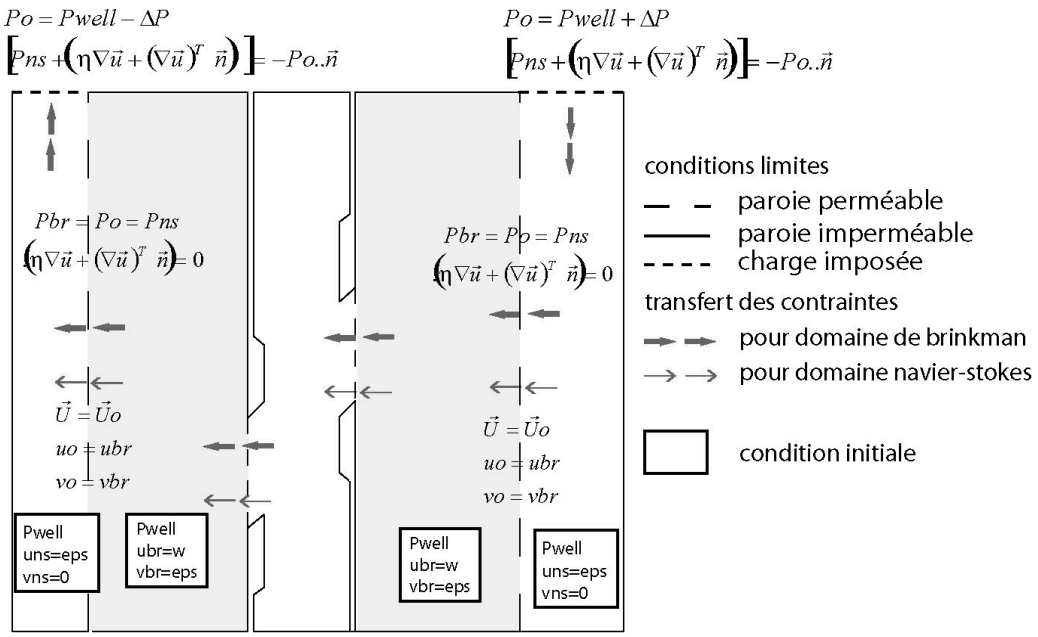

Figure 4.10 : Implémentation des différentes conditions limites en fonction des différents domaines mis en relation dans le banc expérimental.

Les géométries sont définies suivant deux catégories : en milieu homogène, c'est-à-dire sans la présence des fractures, et où le flux est uniquement conditionné par le milieu poreux, et avec des obturateur canalisant le flux de façon analogue à des fractures. Nous pouvons ainsi obtenir un écoulement observable dans un forage lorsque celui-ci intersecte une fracture. Cette fracture est simulée par les parois dans la Figure 4.11 d. Pour les deux configurations, nous regarderons les vitesses au sein du forage et dans le milieu poreux.

Résultats

Une fois le système résolu, on peut extraire un profil de vitesse ou de pression suivant n'importe quelle section dans le banc expérimental. Nous présenterons les profils de vitesse suivant des axes verticaux pris dans le banc d'essai. Nous représentons ici un ensemble de comportements remarquables que nous pouvons retrouver dans le banc expérimental.

Milieu homogène

Dans le cadre du milieu homogène, nous ne faisons varier que le gradient de charge. Nous pouvons extraire le champ de vitesse dans les différents compartiments qui constituent le banc expérimental. Les profils de vitesse observés suivant la verticale restent constants sur toute la hauteur du dispositif, sauf sur les bords où nous

observons une décroissance de la vitesse sur 5 cm. Les vitesses dans le milieu à écoulement libre (forage) sont identiques aux vitesses de Darcy présentes dans le milieu poreux. Ce comportement est lié à l'agencement en série du milieu poreux et du puits par rapport au gradient de charge. Par conservation du débit total entre les différents compartiments, la vitesse du fluide dans le milieu libre sera égale à la vitesse de Darcy dans le milieu poreux. La vitesse du fluide dans le puits de pompage correspond bien à la loi de Darcy. Le calcul a postériori de la perméabilité hydraulique à partir de la vitesse du fluide et du gradient de charge donne une perméabilité hydraulique de $1{,}07.10^{-3}$ m/s. valeur qui est quasiment égale a celle imposée dans le milieu poreux qui était de 1.10^{-3} m/s.

Le banc expérimental doit donc nous permettre de faire varier assez facilement la vitesse sur un ordre de grandeur (relation linéaire qu'il est possible de retrouver facilement avec la loi de Darcy). Par contre pour obtenir des vitesses faibles nous devrons effectuer des variations de charge inférieure au millimètre. Nous allons les comparer à celles que l'on peut obtenir dans un cas ayant une géométrie plus complexe.

Milieu hétérogène

Dans le cadre du milieu hétérogène, nous mettons en place une géométrie obturant une partie des flux. Les fractures se caractérisent comme une limite étanche à flux nul. Nous obtenons le champ de vitesse total dans le milieu poreux et au sein du forage. La Figure 4.11 présente un champ de vitesse que l'on peut obtenir dans le cadre d'un milieu poreux d'une perméabilité de 1.10^{-3} m/s. La Figure 4.11 présente l'organisation et l'intensité du champ de vitesse (vecteur) dans les différents compartiments *(a)*,*(b)*,*(c)*, pour une configuration de charge donnée et un angle de fracture de 45° (Figure 4.11.a). Les compartiments *(a)* correspondent aux compartiments de mise en charge du dispositif, les compartiments *(b)* constituent le milieu poreux, le compartiment *(c)* correspond au forage où l'on observe les flux contraints par les fractures *(d)*. Nous pouvons alors observer le champ total des vitesses et les lignes de flux (Figure 4.11.b). Nous observons que le gradient de charge se développe bien le long du milieu poreux. Les fractures concentrent les flux au sein du milieu poreux. Par conséquent, la direction et l'intensité des flux changent en fonction de la profondeur.

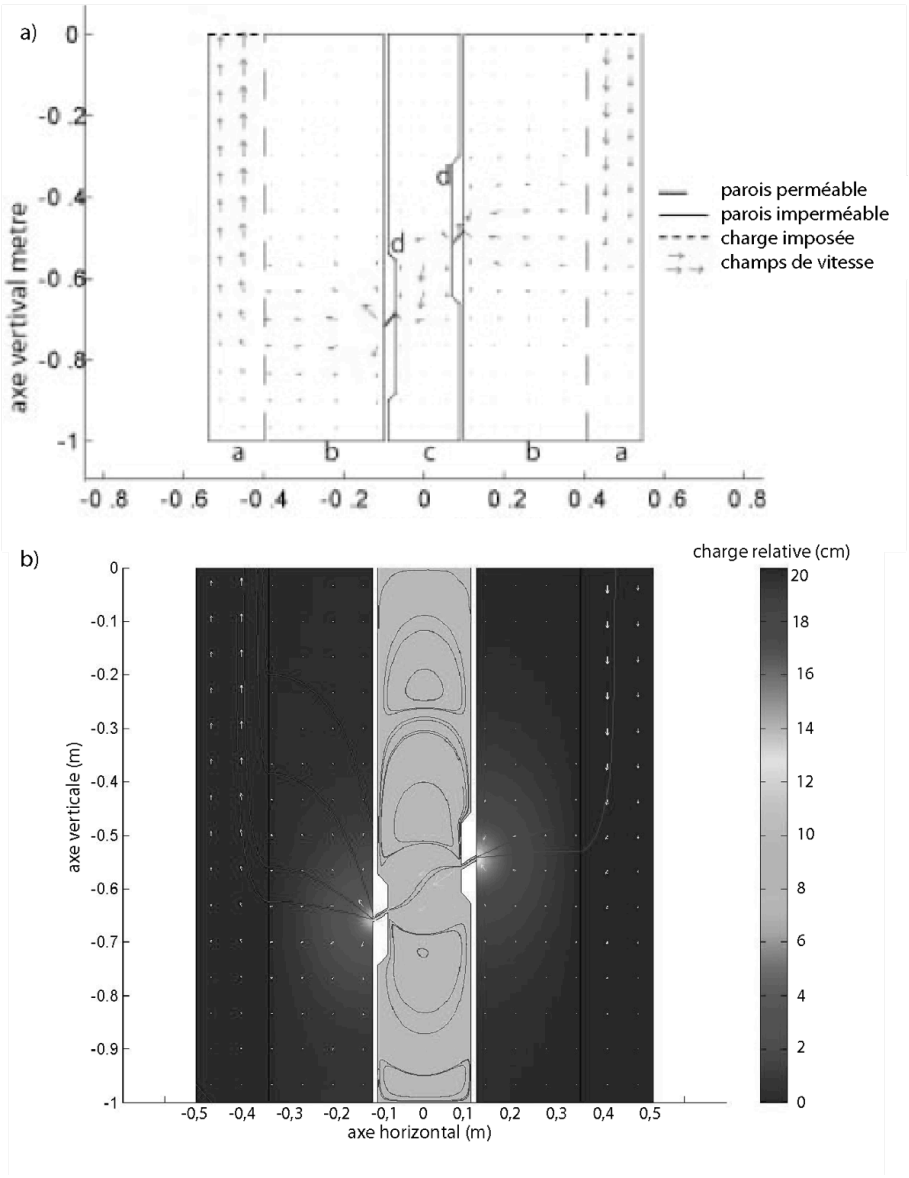

Figure 4.11 : Simulation numérique des écoulements observés sur le banc expérimental dans le cas d'une fracture inclinée aux parois du compartiment central. a) Champ de vitesse dans le milieu, b) Répartition de la charge et des lignes d'écoulement dans le dispositif. Pour rappel, le banc est constitué de deux compartiments libres aux extrémités, de deux compartiments poreux ayant une perméabilité K=1.10^{-3} m/s, et d'un compartiment central, le puits, qui correspond à un milieu libre. Pour localiser les flux au niveau du puits d'observation les parois des fractures (d) sont étanches à l'exception de l'ouverture centrale.

La présence de la fracture et d'un milieu libre entraîne un écoulement particulier (comme illustré par les lignes de flux dans la Figure 4.11) constitué d'un écoulement principal entre les fractures et de boucles de courant au dessus et en dessous des fractures. Cependant, l'intensité de ces flux reste faible par rapport à l'intensité des flux présents entre les fractures. Ce changement de milieu implique un élargissement du profil de vitesse, car le flux n'est plus

canalisé entre les plans des fractures. Plus l'angle de la fracture est important plus les lignes d'écoulement seront élargies. Si on se place sur une ligne de flux particulière, la valeur absolue de la vitesse reste constante, par contre la direction des champs de vitesse va changer. Par conséquent, si l'on décompose le vecteur vitesse suivant un repère centré sur la particule qui parcourt cette ligne de flux, nous obtenons une variation des composantes verticales et horizontales de la vitesse.

Si nous considérons une ligne verticale au centre du puits (Figure 4.11A (c)), nous pouvons extraire la composante horizontale, celle-ci est reportée dans la Figure 4.12.

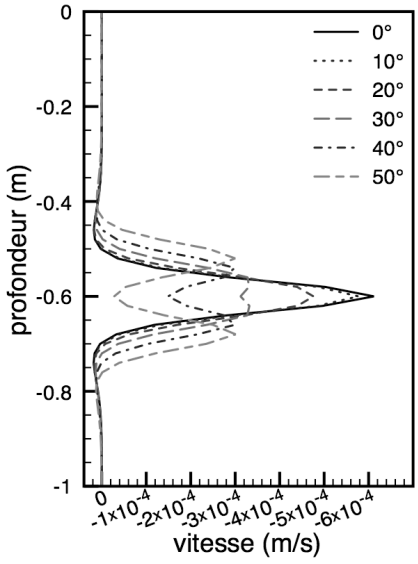

Figure 4.12 : Variation de la composante horizontale du flux, Vx, pour différentes valeurs de pendage de la fracture. Vx est calculée en fonction de la profondeur au centre du forage (x=0 Figure 4.11). Les vitesses sont calculées pour une différence de charge de 2 cm et une ouverture de fracture de 4mm.

Contrairement au cas homogène nous observons une variation d'intensité et de direction du flux en fonction de la profondeur. La Figure 4.12 ne représente que la composante horizontale en fonction de la profondeur, c'est-à-dire que nous recoupons différentes lignes d'écoulement. Nous reportons la variation de flux en fonction de l'angle de la fracture. Pour un pendage de 0° les lignes de flux sont uniquement concentrées sur une largeur définie par la largeur de l'ouverture de la fracture. Dès que le pendage de la fracture augmente, l'intensité maximum de la composante horizontale diminue et une répartition spécifique de la composante horizontale du flux suivant l'axe verticale est observée. Le flux s'organise suivant deux pics qui se

localisent en face des arrivées d'eau et sont de plus en plus marqués au fur et à mesure que l'angle de la fracture augmente. Dès que la fracture a un pendage supérieur à 25°, l'intensité des flux horizontaux se stabilise autour d'une intensité qui est a peut près deux fois moins importante que celle obtenue pour une fracture à 0°. En parallèle, l'observation de la composante verticale (non représentée ici) montre exactement l'inverse, avec une augmentation et un pic de flux à mi-distance entre l'entrée et la sortie de la fracture. Nous avons un transfert de l'énergie cinétique depuis le plan horizontal vers le plan vertical. Cette particularité est à prendre en compte dans le cadre de la caractérisation du champ de vitesse à la sortie de fractures avec un certain pendage. Pour un gradient de charge fixé, la variation du pendage de la fracture induit une baisse de vitesse horizontale dont l'intensité est deux fois inférieure à celle induite par une structure purement horizontale dès que la fracture a un pendage supérieur à 25°. Bien que l'écoulement soit localisé avec une fracture, et que celle-ci ait un pendage nous observons toujours des flux horizontaux sur une certaine largeur.

De part et d'autre de la fracture nous observons aussi une légère vitesse positive avec une intensité inférieure d'un à deux ordres de grandeur par rapport à celle du pic observé (cf profondeur -0,7 et -0,5 m Figure 4.12). Cette configuration de vitesse implique des circulations dans le sens opposé à celui imposé par la différence de charge. Bien que l'intensité soit faible, nous avons de part et d'autre de la fracture la présence de boucles de recirculation impliquant des vitesses dans le sens opposé de l'écoulement principal.

L'ouverture de la fracture va impliquer une localisation plus ou moins importante des lignes de flux. Dans le cas particulier où la fracture à un pendage nul (0°) nous pouvons reporter le maximum d'amplitude du flux en fonction de la taille de l'ouverture de la fracture.

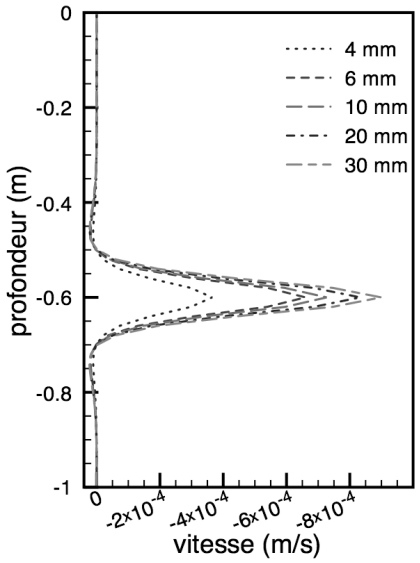

Figure 4.13 : Variation du flux en fonction de l'épaisseur pour des différences de charge de 2cm. La vitesse mesurée correspond au pic d'intensité pour une fracture de pendage 0°.

La Figure 4.13 présente les variations de la composante horizontale du champ de vitesse en fonction de l'épaisseur de la fracture pour une différence de charge de 2 cm. L'intensité du flux augmente en fonction de l'ouverture de la fracture, mais seulement d'un facteur 2 pour une augmentation d'ouverture d'un ordre de grandeur car l'intensité globale des flux reste principalement contrôlée par le milieu poreux, qui est de perméabilité moindre. C'est surtout pour des ouvertures de fractures inférieures à 5 mm que la vitesse d'écoulement devient très dépendante de l'épaisseur de la fracture.

L'approche numérique nous conforte dans la faisabilité de la mesure des flux sur le banc expérimental. Nous avons pu déterminer les gammes de flux que l'on peut observer en milieu homogène et nous assurer que les flux mesurés au sein du forage sont égaux aux flux de Darcy présents dans le milieu poreux. La mise en place des fractures engendre une configuration des flux horizontaux très particulière. Nous avons observé également que l'augmentation du pendage des structures implique une diminution de l'intensité d'un facteur deux au maximum de la vitesse horizontale mesurable. La taille de la fracture ne semble pas un paramètre très déterminant dans notre cas, car il sera difficile expérimentalement de travailler avec des fractures d'ouverture inférieure à quelques millimètres. La localisation des flux par une fracture inclinée va engendrer également des boucles de recirculation. Au sein de ces boucles, les vitesses d'écoulement sont toutefois beaucoup plus faibles que celles observées

face aux fractures. L'intérêt de cette modélisation est de nous avoir fourni une aide et un guide à l'interprétation des résultats expérimentaux.

2.2 Test en condition de flux homogènes

La mise en place du banc expérimental permet donc de créer un milieu très contrôlé afin de déterminer les capacités de la sonde. Le traceur employé est constitué des particules de polyamide d'une taille maximale de 25µm. Le milieu poreux est défini par des billes laissant des pores de taille de l'ordre de 100 µm, le banc expérimental ne laisse donc passer que les petites particules. Cette configuration se rapproche de ce que l'on peut retrouver en conditions ambiantes dans le milieu naturel.

Les objectifs de ces tests expérimentaux sont de tester la capacité de mesure de l'outil selon différentes configurations d'écoulement, notamment en condition homogène mais aussi avec un écoulement localisé, et de s'assurer que la sonde n'engendre pas de perturbations significatives sur les écoulements. Pour cela, différentes configurations d'écoulement sont mises en place : milieu homogène, et simulation de milieu fracturé avec angles de la fracture de 0°, 30°, et 45° ; et des ouvertures de fracture de 2, 5, et 15 mm. Les mesures sont effectuées en général sur une période de 5 à 30 minutes en fonction de la stabilité des flux.

2.2.a : Corrélation vitesse de fluide/différence de charge.

Afin de vérifier si les vitesses mesurées par la sonde Pivef étaient cohérentes avec celles attendues, nous avons dans un premier temps effectué des mesures de flux dans des conditions à priori homogènes (répartition des flux dans toute la colonne) et après s'être assuré d'un écoulement stationnaire. Le contrôle s'effectue *a posteriori* par la mesure de débit. Un exemple de mesure est présenté sur la Figure 4.14. Dans cet exemple le flux est purement homogène et orienté Nord 30° et la charge imposée de 15 cm. Les Figure 4.14a,b) représentent respectivement la vitesse et la direction instantanée obtenue à partir de deux images en fonction du temps. Sur la Figure 4.14 c) le nombre de particules présentes sur chaque image est reporté en fonction du temps. La Figure 4.14d) représente le cheminement de toutes les particules détectées par l'algorithme sur toute la période de temps observé. Chaque couleur correspond à

une trajectoire définie numériquement. Nous observons dans ce cas particulier une vitesse moyenne de 8.10^{-4} m/s et de direction Nord 30°, comme attendu par les conditions expérimentales.

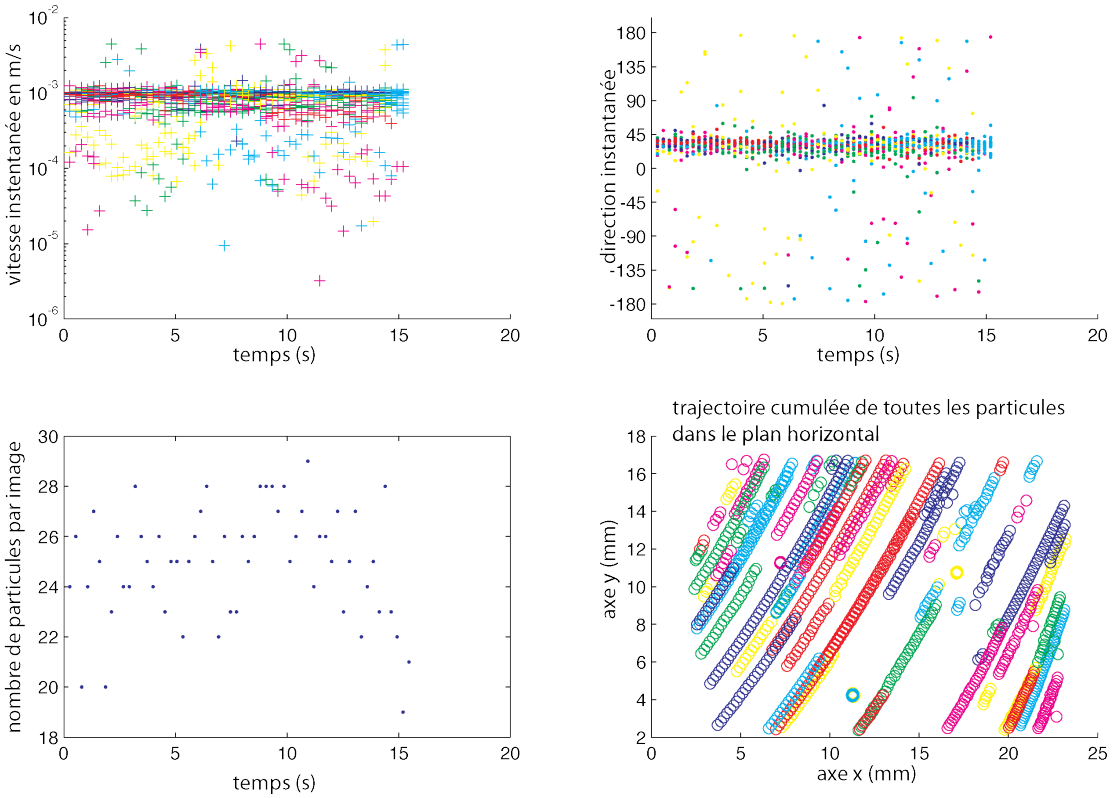

Figure 4.14 : Exemple de vitesse obtenue pendant une période de 20 secondes pour une différence de charge de 15 cm et une direction d'écoulement Nord 30°.

En faisant varier le gradient de charge, nous pouvons établir la gamme de vitesse mesurable (Figure 4.15). Les mesures sont effectuées au centre du dispositif, à la profondeur de 0,6m au sein du banc expérimental, en face de la LED nº 20, soit à 22,5 cm du hublot. La sonde est orientée de telle sorte que les tiges de LED ne se situent pas face à l'écoulement en amont de la caméra. En reportant alors la vitesse en fonction de la différence de charge (Figure 4.15), nous observons une relation linéaire entre les mesures de vitesse et de gradient de charge. La gamme de vitesses mesurées varie entre 4.10^{-5} et $1{,}2.10^{-3}$ m/s, ce qui représente pratiquement deux ordres de grandeur. Nous avons donc une large gamme de vitesses mesurées. La relation de Darcy est également vérifiée pour toute la gamme de vitesses investiguées, en accord avec les variations de débit. Obtenir des vitesses plus faibles nécessite des différences de charge inférieures au centimètre, objectif difficile à réaliser avec l'équipement disponible. De la même manière, mesurer des vitesses d'écoulement plus importantes

aurait nécessité soit des gradients de charge encore plus importants, soit un autre milieu poreux.

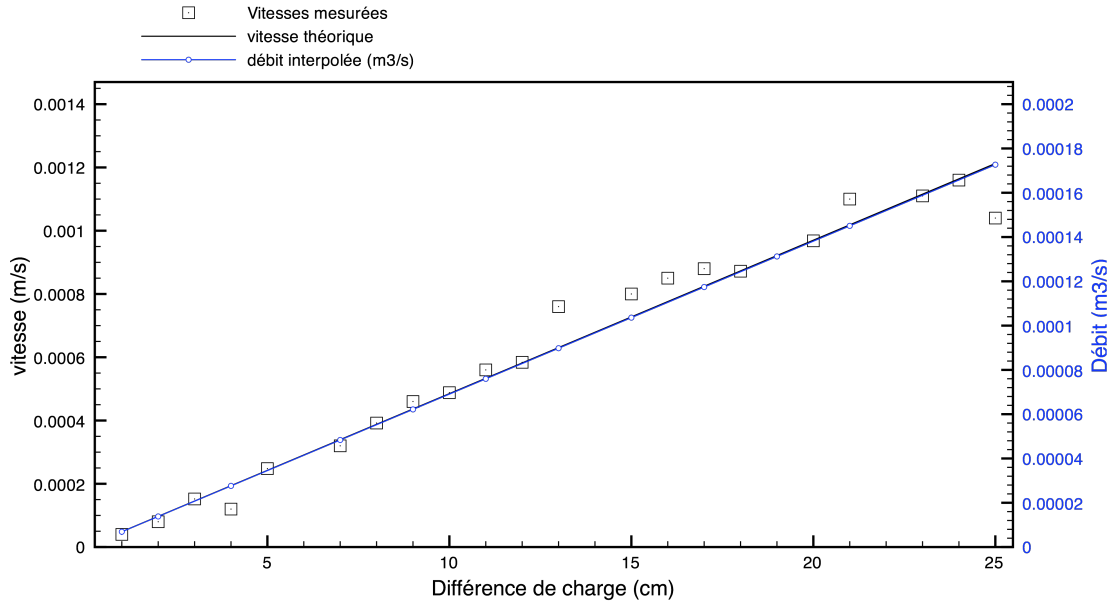

Figure 4.15 : Mesure de vitesse et de débit en fonction de la différence de charge imposée au sein du banc expérimental.

2.2.b Variabilité de la mesure sur une section

Afin de vérifier la cohérence des mesures sur toute la zone de prospection de la sonde nous avons effectué des mesures de vitesse à différentes profondeurs. Cette étude nous a permis de déterminer si le corps de la sonde avait une influence sur les lignes d'écoulement. Nous avons effectué les mesures de vitesse le long des trente-huit LEDs éclairant la zone d'intérêt (Figure 4.16). Les vitesses mesurées montrent dans un premier temps une relative cohérence et sont consistantes avec les vitesses attendues. Cependant, des variations plus importantes sont observables à proximité du hublot (haut de la sonde, Led38) et de l'ogive (Led1). Il se trouve qu'aux extrémités de la zone d'étude le corps de la sonde perturbe les lignes de flux. Proche de l'ogive, en bas de la zone de prospection (LED 1), nous observons des vitesses plus faibles que celles attendues. La LED 1 se trouve à une distance de 5 cm du bas du banc expérimental. Il est possible que les vitesses soient influencées par la base du banc expérimental impliquant ainsi des vitesses plus faibles. Quoiqu'il en soit, il semble donc que la sonde puisse être utilisée pour mesurer des vitesses d'écoulement sur une assez large fenêtre d'observation entre les LED 5 et 30 soit sur un intervalle de 32 cm.

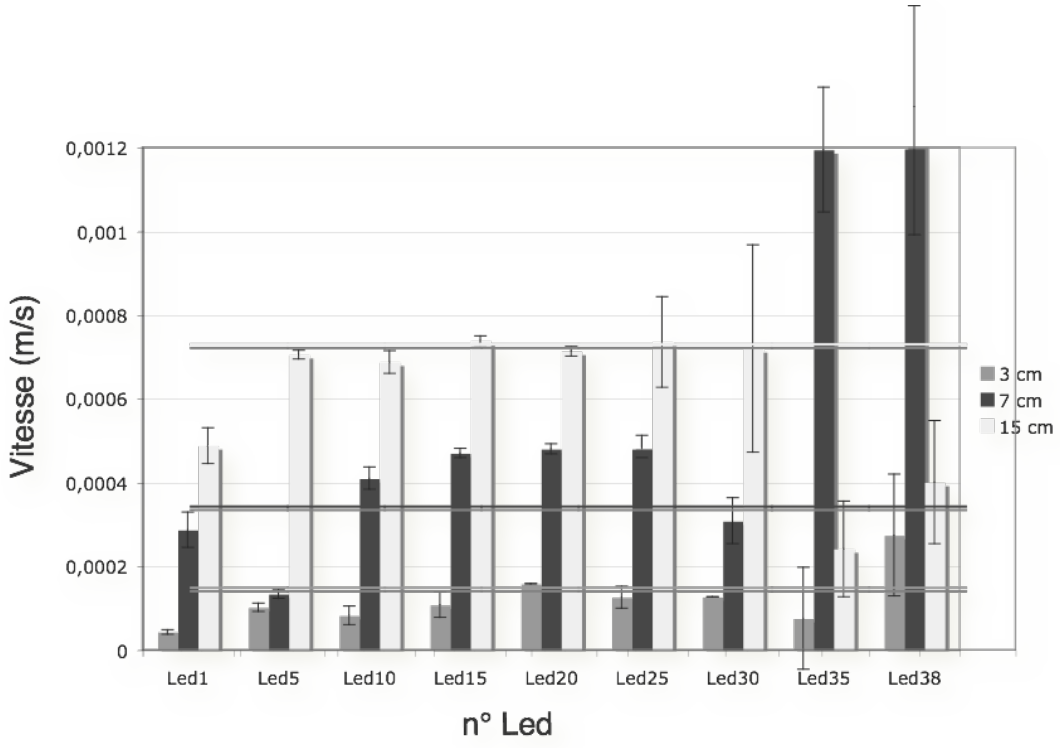

Figure 4.16 : Mesure des vitesses d'écoulement en fonction de la profondeur pour différents gradients de charge. Pour chaque Led, et pour chaque gradient de charge, on reporte la vitesse mesurée et son incertitude. Les vitesses théoriques sont également reportées par les droites horizontales. La sonde est orientée de telle sorte qu'il n'y ait pas de train de tige face à l'écoulement.

2.2.c : Influence des trains de tiges.

La géométrie de la sonde et plus particulièrement les trains de tiges peuvent avoir une influence sur les vitesses mesurées car ils peuvent se trouver dans les lignes de flux juste en amont de l'écoulement par rapport à la zone de mesure. Pour étudier leur influence, nous avons mesuré les vitesses d'écoulement en condition stationnaire en fonction de l'orientation de la sonde (Figure 4.17). L'estimation des vitesses se fait à la hauteur de la LED 20. Les deux trains de tiges supportant les LED sont situés à 90° et 270° tandis que le train de tige servant à la rigidité et au passage de câble est situé à 180° (Figure 4.17b).

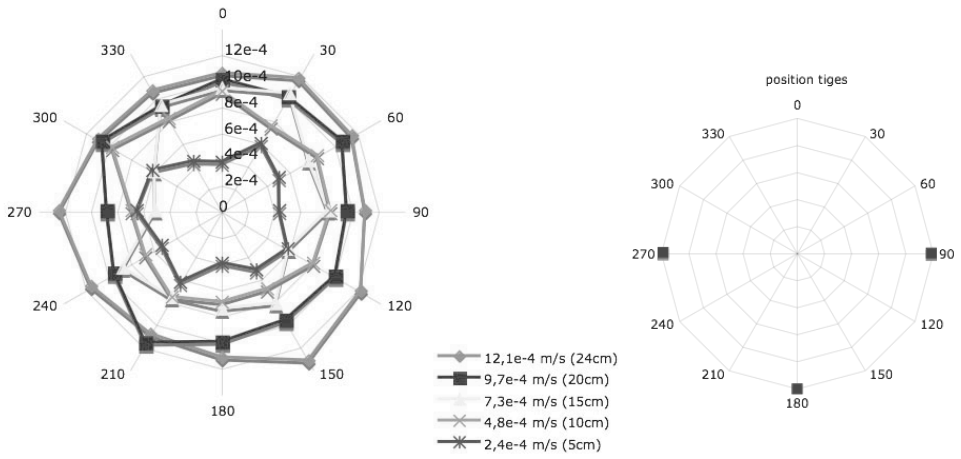

Figure 4.17 : Mesure de vitesses en fonction de l'orientation de la sonde par rapport à l'écoulement. a) vitesses mesurées selon différents gradients de charge, b) position des trains de tiges.

La Figure 4.17a) présente la vitesse des flux en fonction de l'angle d'incidence du flux sur la sonde. Même si il existe une certaine variabilité de la mesure de la vitesse d'écoulement en fonction de l'orientation de la sonde, on retrouve à peu près les résultats attendus. Les trains de tige ne semblent pas influencer les vitesses mesurées, même pour les vitesses supérieures à 1.10^{-3} m/s. Par conséquent, la position de la sonde dans le forage n'est pas un facteur limitant pour la mesure de flux.

2.2.d Effets thermiques des trains de tiges

Un autre effet des trains de tige de la sonde peut venir du système d'éclairage et des câbles d'alimentation placés dans ces tiges. Les LEDs présentes sur les trains de tige forment un système de basse consommation et dispersent de faibles calories. La dissipation thermique des LEDs dans le milieu peut éventuellement induire des boucles de convection. Un second effet peut provenir du champ électromagnétique généré par le courant électrique présent à l'intérieur des trains de tiges et entraînant une attraction électrostatique. Afin de quantifier ces effets, nous avons effectué des mesures de vitesse sans aucun écoulement.

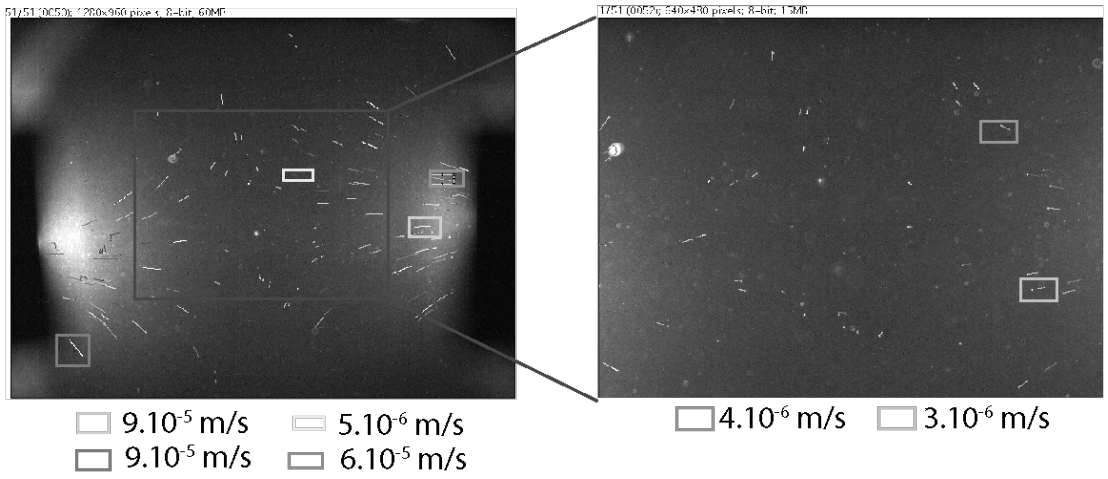

Figure 4.18 : Exemple de champs de vitesse observé sans écoulement. a) totalité de l'image (5x3,8 cm²), b) image réduite (2,5x1,9 cm²). Eclairage constant à la hauteur de la LED 20. Les trajectoires et les vitesses de particules sont représentées pour quelques exemples.

La Figure 4.18 présente un exemple de mesures de flux par *particule tracking* pour la totalité de limage disponible (5x3,8 cm). Cela permet d'observer le comportement des particules autour des tiges. Au bout de 20 minutes d'éclairage, nous observons un déplacement des particules du centre du dispositif vers les LEDs éclairantes. La vitesse n'est pas homogène sur toute la zone d'observation : elle est d'environ 5.10^{-5} m/s à proximité des LEDs, et de 1.10^{-6} m/s au centre du dispositif (centre de l'image). Il existe donc un mouvement des particules pouvant être lié au train de tiges de LEDs. D'autres tests effectués dans un milieu sans écoulement, mais avec un système d'éclairage extérieur, indépendant de la sonde et du banc expérimental ne montrent plus ces écoulements radiaux autour des LEDs. Il semble donc que ces effets soient juste d'origine thermique, liés aux calories dissipées par les LEDs. Pour s'en affranchir, il est possible de mesurer les écoulements dans une fenêtre de plus petite dimension (2,5*1,9 cm), dans la zone la moins influencée par ces effets thermiques (flux de l'ordre de quelques microns/s). Notons également que le temps d'éclairage peut également être limité dans le temps.

2.2.e Régime transitoire

Une des questions quand à l'application de l'outil sur le terrain est sa capacité à mesurer une vitesse d'écoulement en régime transitoire, lorsque les flux ne sont pas parfaitement stabilisés. Pour tester cela, nous avons réalisé des tests préliminaires et mesuré la variation de vitesse consécutive à une brusque augmentation du gradient de

charge. Si les mesures expérimentales sont en très bon accord en début et en fin d'expérience, la variation brutale de charge induit une augmentation rapide de la vitesse avec le passage à un maximum nettement supérieur à la vitesse attendue. Une partie de ces variations est sans doute liées aux caractéristiques du banc expérimental et à la variation très brusque de charge. Toutefois, les mesures montrent que la méthode permet d'estimer à chaque instant une vitesse d'écoulement et son écart-type. Ces tests seraient intéressants à poursuivre avec une augmentation linéaire de la vitesse pour étudier les potentialités de l'outil en régime transitoire.

2.3 Test en condition de flux localisé

La localisation des écoulements s'effectue avec la mise en place d'obturateurs qui vont canaliser les écoulements et orienter le flux dans le forage de manière analogue à la présence d'une fracture localisant les flux. Nous contrôlerons l'épaisseur de l'ouverture de la fracture (2mm à 15mm), ainsi que son orientation (0, 30°, 45°).

2.3.1 Fracture horizontale

2.3.1.a : Un premier aperçu des vitesses d'écoulement

L'un des intérêts majeurs de l'outil est la détection de la zone d'écoulement principale. Un des premiers tests que nous avons donc réalisé avec la sonde porte sur la capacité de localiser les écoulements en balayant la fenêtre d'observation. Au cours du balayage, les vitesses instantanées des particules présentes sur la zone d'étude peuvent être mesurées. La vitesse de descente de la caméra (du plan focal) est faible (classiquement une vitesse de l'ordre de 0,5 mm/s) pour que les mesures ne soient pas perturbées par le léger mouvement de précession de la caméra. Le temps d'exploration peut aller jusqu'à 16 minutes. Afin d'obtenir le maximum d'informations et de pouvoir effectuer le traçage des particules sur une large gamme de vitesse, nous pouvons effectuer l'acquisition sur des fréquences d'acquisition d'images appropriées (de 1 image à 15 images par seconde).

Le premier test a été réalisé avec une fracture horizontale, et une vitesse de descente de la caméra de 0,5 mm/s depuis la LED 38 vers la LED 1. La fréquence d'acquisition de l'image était de 7,5 images par secondes. La différence de charge dans le banc expérimental était de 9,5 centimètres. La Figure 4.19 présente trois séries d'images permettant de voir le comportement des particules à différentes distances de l'ouverture de la fracture (au dessus, en face et en dessous de la fracture (+4, 0, -3 cm)). Ces images ne représentent que la moitié de l'image réelle. De plus, pour des raisons de visibilité, nous présentons ici le négatif (c'est-à-dire que le noir représente le blanc en réalité et inversement).

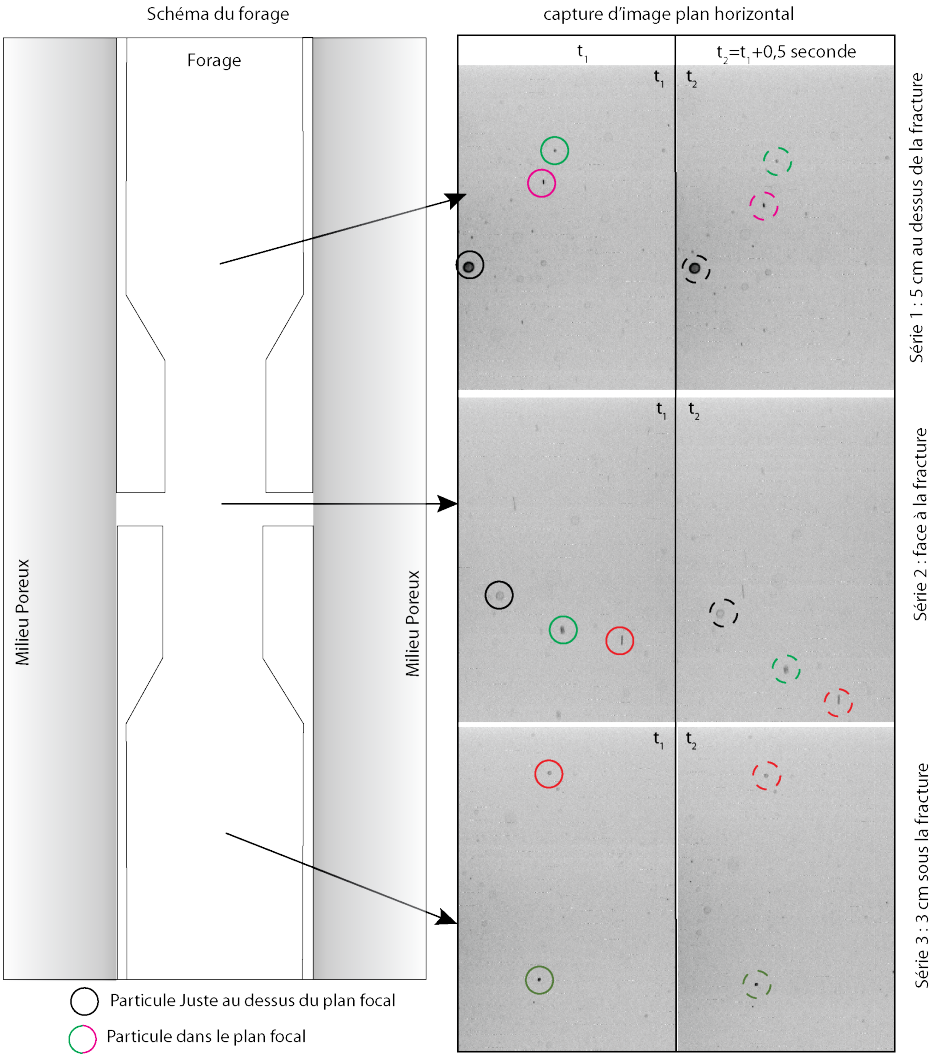

Figure 4.19 : Exemples d'images prises à des temps différents et à des profondeurs différentes. Les images représentent la position des particules à deux instants séparés de 0,5 secondes.

Le déplacement des particules est le plus important devant l'ouverture des fractures (série 2, Figure 4.19). Toutefois, il semble qu'il existe une certaine

variabilité entre les points de mesure. Au dessus et en-dessous de la fracture (série 1 et 3, Figure 4.19), les vitesses semblent globalement plus lentes. Ces observations qualitatives se retrouvent à travers une analyse du champ de vitesse instantanée des particules. Pour estimer la vitesse instantanée, les images sont comparées deux à deux. La moyenne des directions et des vitesses est calculée pour chaque paire d'images (Figure 4.20).

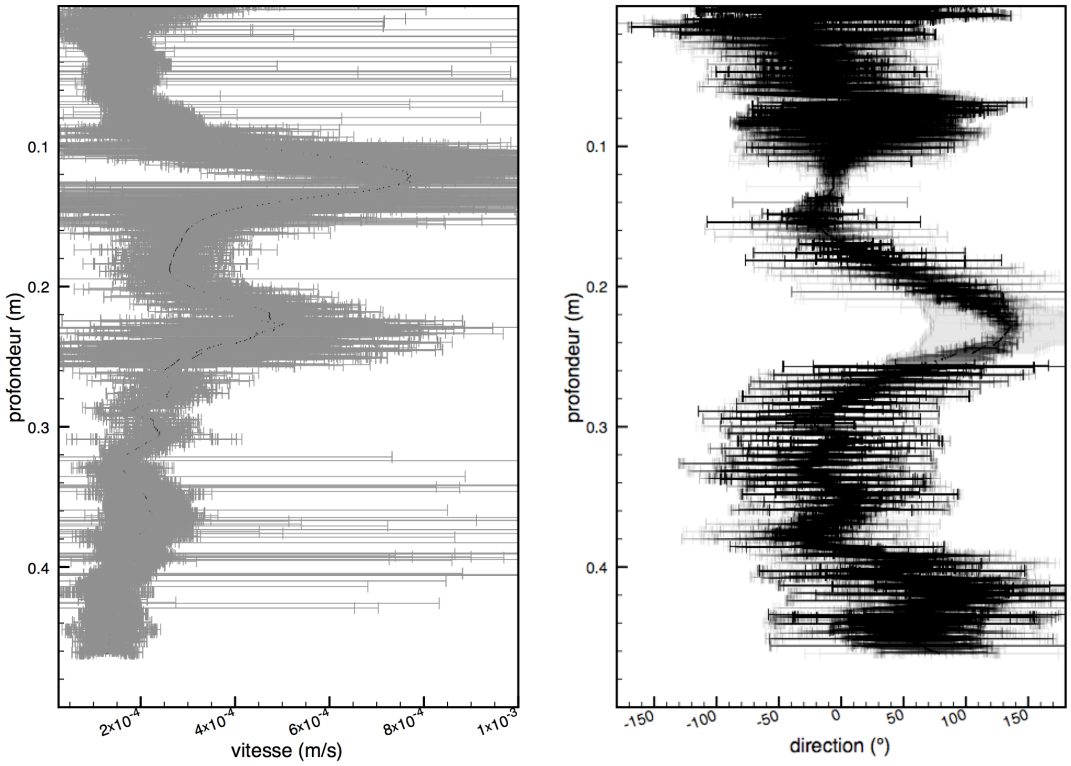

Figure 4.20 : Vitesse instantanée et direction instantanée mesurées pour une fracture d'ouverture de 2mm et pour une différence de charge respective de 2,7 cm. La vitesse de descente de la caméra est de 0,5 mm/s.

La vitesse de descente de la caméra est de 0,5 mm/s dans la colonne d'eau. Les incertitudes reportées correspondent à deux fois l'écart-type. La fracture se trouve à une profondeur de 12 cm. Contrairement aux mesures effectuées en milieu homogène, il existe une grande variabilité de la vitesse d'écoulement instantanée. Sur toute la profondeur du puits, nous observons des déplacements de particule non négligeables. Cependant, la vitesse instantanée est maximale en face de l'ouverture de la fracture. La direction mesurée à ce niveau présente également très peu de variabilité. Face à la fracture, la vitesse maximale est de 8.10^{-4} m/s. De part et d'autre de l'ouverture de la fracture, les déplacements de particules mesurés montrent que la

colonne de fluide est très perturbée avec des écoulements parfois dans le sens opposé à celui attendu (profondeur de 22 cm). La présence d'un écoulement localisé entraine donc une perturbation de la colonne d'eau et des boucles de recirculations. Ces effets qui peuvent être non négligeables sur les mesures d'écoulement instantané, sont moins marqués lorsque l'on utilise des temps de mesure plus longs.

2.3.1.b Variation des vitesses d'écoulement en fonction de la profondeur

Maintenant que l'on a vu que la zone d'écoulement majeure était localisée, il devient possible d'effectuer une mesure de la vitesse d'écoulement et de sa direction sur une période de temps plus importante pour améliorer les résultats. La mesure s'effectue en différents points correspondant à la numérotation des LEDs allant de 2 à 38 (Figure 4.21.a). Chaque point de mesure se fait sur un temps de mesure allant de 10 à 20 minutes. La sonde placée ainsi permet donc d'obtenir le champ de vitesse au dessus, en face, et en dessous de la fracture.

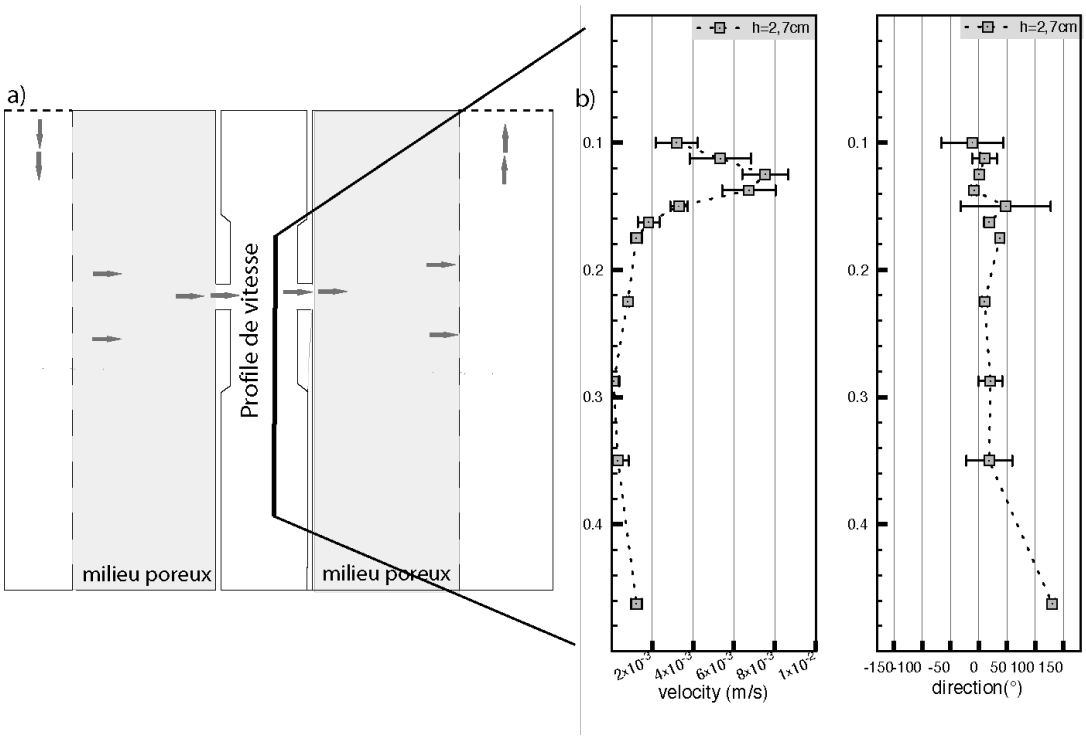

Figure 4.21 : a) Schéma du banc expérimental dans le cas d'une localisation des flux. La sonde est placée au centre du forage, la fenêtre d'observation se fait sur une profondeur de 50 cm. b) Intensité et direction des flux en fonction de la profondeur. La différence de charge est de 2,7 cm pour une ouverture de fracture de 5 mm.

Dans ce cas, le profil de vitesse obtenu (Figure 4.21.b) est beaucoup plus lissé. L'intensité maximale de la vitesse est face à la fracture (Led 27). L'amplitude de la vitesse diminue de part et d'autre de ce point. La direction correspond à celle imposée par le banc expérimental. Au-dessus et en dessous de la fracture, nous pouvons observer des vitesses de particule comprises entre 1.10^{-3} m/s. A certains endroits, la direction est quasiment dans le sens opposé de celui imposé par la différence de charge, ce qui montre bien que des recirculations se produisent à l'intérieur même du banc de mesure. Ce comportement est également observé pour d'autres configurations d'ouverture de fracture et de différence de charge. Toutefois, malgré les difficultés de mesure que génère une localisation des écoulements dans une fracture, il est possible de localiser la fracture et de mesurer la vitesse d'écoulement maximale.

2.3.2 Fracture inclinée

Les résultats issus de la modélisation numérique ont montré que dans le cas d'une fracture inclinée, les écoulements dans le forage pouvaient être encore plus complexes. Le maximum d'intensité de vitesse horizontale se trouve toutefois en face

de l'ouverture de la fracture. Des mesures de flux ont été effectuées suivant différents gradients de charge et différents pendages de fracture (30° et 45°). Nous avons effectué les mesures suivant la même démarche : un balayage de la zone de mesure avec une estimation des vitesses horizontales instantanées puis des mesures en continu à différentes profondeurs. L'exploration de la colonne d'eau dans le puits s'effectue toujours avec un déplacement de la caméra à une vitesse de 0,5 mm/s.

La Figure 4.22 présente le profil de direction et de vitesse instantanée pour un des exemples traités correspondant à une fracture de pendage 45° et d'épaisseur 15 mm. Les ouvertures de la fracture se trouvent de part et d'autres du puits à 0,06 et 0,26 m de profondeur. La différence de charge est de 6,1 cm. Dans ces conditions, si la fracture était horizontale, on s'attendrait à mesurer une vitesse maximale de $3{,}6.10^{-3}$ m/s et une direction des flux de 180°. Le comportement des flux est beaucoup plus bruité avec une fracture inclinée à 45°. La vitesse maximale observée est de $1{,}6.10^{-3}$ m/s, à la profondeur de 0,06 m ce qui correspond bien à la localisation des flux entrants. A la profondeur de 0,26 m, les vitesses sont beaucoup moins importantes, de l'ordre $5{,}5.10^{-4}$ m/s sans pic apparent. A certaines profondeurs, il n'est pas possible de mesure de vitesses, soit fautes de particules, soit parce que l'intensité réfléchie par les particules est trop faible pour être détectée.

Pour compléter ces données d'autres tests ont été réalisées pour des différences de charge plus élevées. Nous avons également inversé les conditions de circulations. Dans un cas, l'écoulement s'effectue du haut de la fracture vers le bas alors que dans le second, le sens d'écoulement s'effectue du bas de la fracture vers le haut. Dans l'ensemble les résultats sont très bruités. Toutefois, les vitesses maximales sont toujours observées face au flux entrant. La zone de flux sortante est beaucoup moins bien localisée. Dès lors que le pendage est élevé, les flux dans le milieu paraissent donc très difficiles à caractériser.

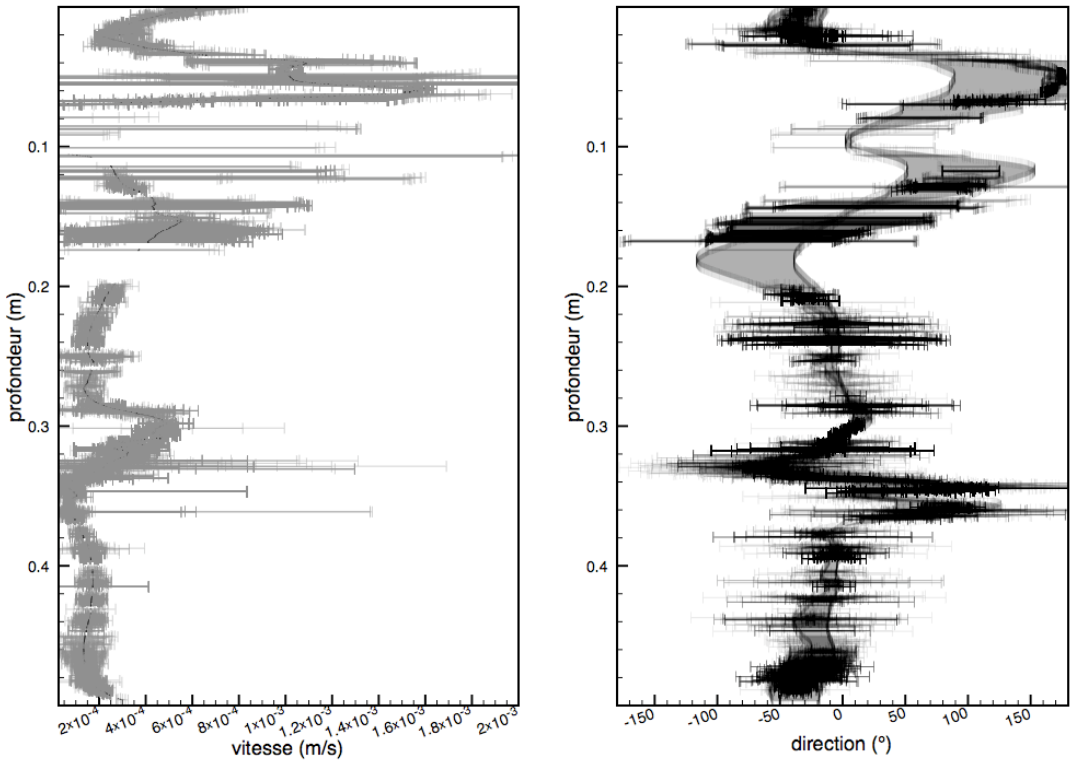

Figure 4.22 : Profil de vitesse et de direction instantanée pour une différence de charge de 6,1 cm et un pendage de 45°, les ouvertures se trouvant à 0,06 et 0,26 mètres.

Nous avons effectué le même type de mesure avec un jeu de fracture de moindre pendage à 30° et une ouverture de 15mm (Figure 4.23). Nous n'avons effectué les mesures que dans seul sens avec la direction du flux dans le sens du pendage. Les différences de charge appliquées sur le banc expérimental sont 2, 6 et 16 centimètres. Le temps de mesure pour chaque point est de 15 à 20 minutes. La position des ouvertures de la fracture se trouve respectivement à la profondeur de 0,12 et 0,24 m.

Sur la Figure 4.23 nous pouvons observer que les maximums d'amplitude de vitesse horizontale sont observables sur une largeur de fenêtre plus importante. Mais la zone de circulation des flux est clairement identifiable. L'intensité moyenne de la vitesse maximale passe de 7.10^{-4} à $1{,}9.10^{-3}$, puis à $3{,}8.10^{-3}$ m/s lorsque les différences de charge augmentent de 2 à 6 puis 16 cm bien que les valeurs soient associées à une certaine variabilité. De part et d'autre des fractures, la vitesse diminue d'un ordre de grandeur. La direction du flux est également cohérente avec le sens d'écoulement imposé par le banc expérimental au niveau de la fracture, ce qui n'est pas toujours le

cas en dessous et au-dessus des ouvertures de la fracture. On observe même des directions d'écoulement perpendiculaires au sens d'écoulement imposé.

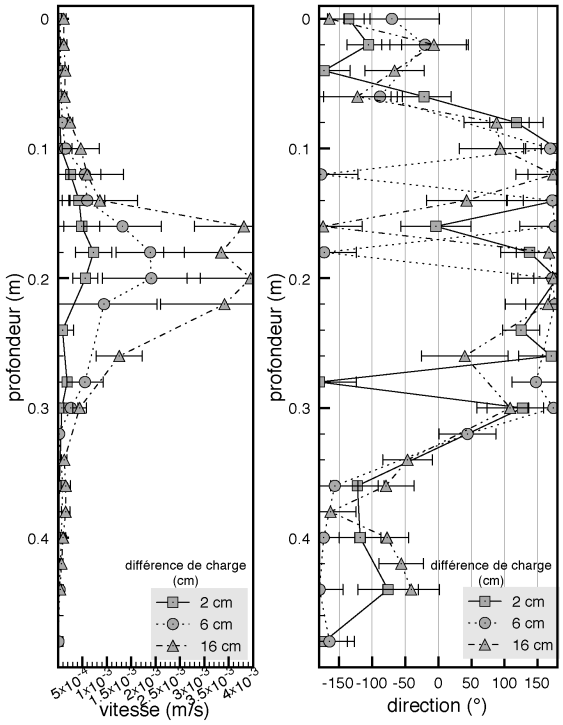

Figure 4.23 : Profil de vitesse et de direction pour une fracture de 30° en fonction de la différence de charge. Les ouvertures se trouvent à 0,16 et 0,24 mètres.

Ces tests expérimentaux ont montré que la sonde était parfaitement adaptée pour effectuer des mesures en conditions d'écoulement homogène. En milieu hétérogène, caractérisé par une localisation des écoulements dans une fracture, la mesure de écoulement est beaucoup plus difficile, en particulier dès que le pendage atteint des valeurs proches de 45°. En revanche, pour des pendages plus faibles, il est possible de détecter les zones d'écoulement préférentielles et de mesurer les vitesses et direction d'écoulements maximales.

3 Mesures de vitesses d'écoulement horizontal sur site

Après ces différentes mesures réalisées sur banc expérimental, nous avons effectué des mesures préliminaires en forage sur 4 jours avec la sonde PIVEF. Ces premières mesures ont permis de tester le protocole de mise en place et la faisabilité de la mesure des vitesses d'écoulement en milieu naturel. Les tests ont été menés sur le site de Beaulieu (Université Rennes 1) en condition ambiante mais aussi avec un pompage sur un puits adjacent. Ces tests ont malheureusement du être écourtés suite à un problème d'étanchéité de la sonde. La sonde est actuellement en maintenance pour régler ce problème d'étanchéité. Afin de compléter ce travail, nous présentons également des mesures de flux avec la sonde Aquavision, basée sur le même principe de mesure (chapitre 1). Bien que les capacités d'investigation soient beaucoup plus restreintes, ces mesures complémentaires de vitesses permettent de discuter la faisabilité des mesures de vitesses d'écoulement sur site.

3.1 Mesures avec la sonde PIVEF

3.1.a Conditions expérimentales et description du site expérimental de Beaulieu

Le site expérimental de Beaulieu (Université Rennes 1) est constitué de deux forages mitoyens séparés de 10 mètres et situés à une trentaine de mètres du laboratoire. Ce site sert à la fois à des fins pédagogiques et à des fins expérimentales dans le cadre de l'observatoire de recherche en environnement ORE H+. Les forages ont été réalisés dans des schistes rouges briovérien sur une profondeur de 70 m (Figure 4.24). La transmissivité locale est estimée à $2{,}7.10^{-4}$ m^2/s et l'emmagasinement à 2.10^{-4}. Les conditions ambiantes montrent un gradient de charge très faible entre les deux forages. Les mesures présentées ont été réalisées à une profondeur entre 27,54 et 28 mètres, au centre d'une zone perméable. Sur la Figure

4.24 est représenté le site de Beaulieu avec la principale connexion existant entre les forages *F1* et *F2*.

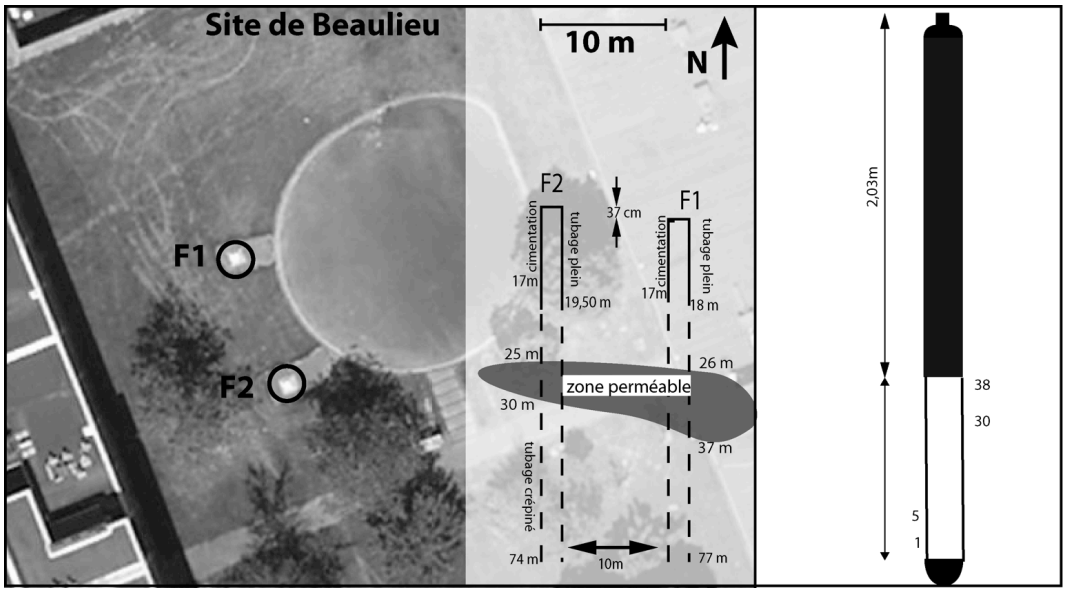

Figure 4.24 : Site de test de la sonde et schéma de la zone d'arrivée entre 25 et 30 mètres de profondeur. b) schéma simplifié de la sonde PIVEF.

Des mesures préalables de flux verticaux ont été effectuées, afin de connaître la géométrie de l'arrivée d'eau dans le puits *F2* (Figure 4.25). La mesure de vitesse verticale a été effectuée avec un micro-moulinet sous pompage constant (133,3 lpm). La diminution de la vitesse à 20 mètres de profondeur correspond à une augmentation du diamètre du forage. A partir de 19,5 mètres nous nous trouvons dans le tubage plein. Les principales zones perméables sont localisées de 25 à 30 mètres de profondeur, comme le montre les arrivées d'eau (Figure 4.25).

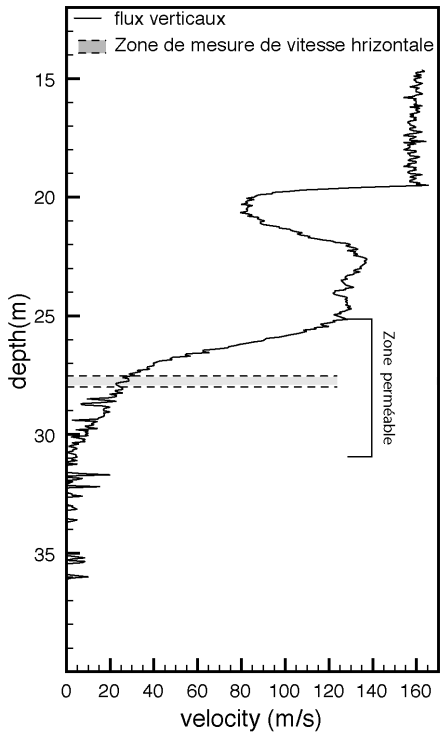

Figure 4.25 : Mesure de vitesse des flux verticaux (m/s) sous pompage (133,3 lpm) dans le forage *F2*. Localisation d'une zone perméable entre 25 et 30 m de profondeur. La diminution de la vitesse à 20 mètres de profondeur correspond à une augmentation du diamètre du forage. A partir de 19,5 mètres nous nous trouvons dans le tubage plein.

3.1.b Résultats

Nous avons effectué dans un premier temps des mesures de vitesses d'écoulement instantanées de 27,54 m (LED 38) et 27,99 m (LED 1) au niveau de la zone perméable (Figure 4.26).

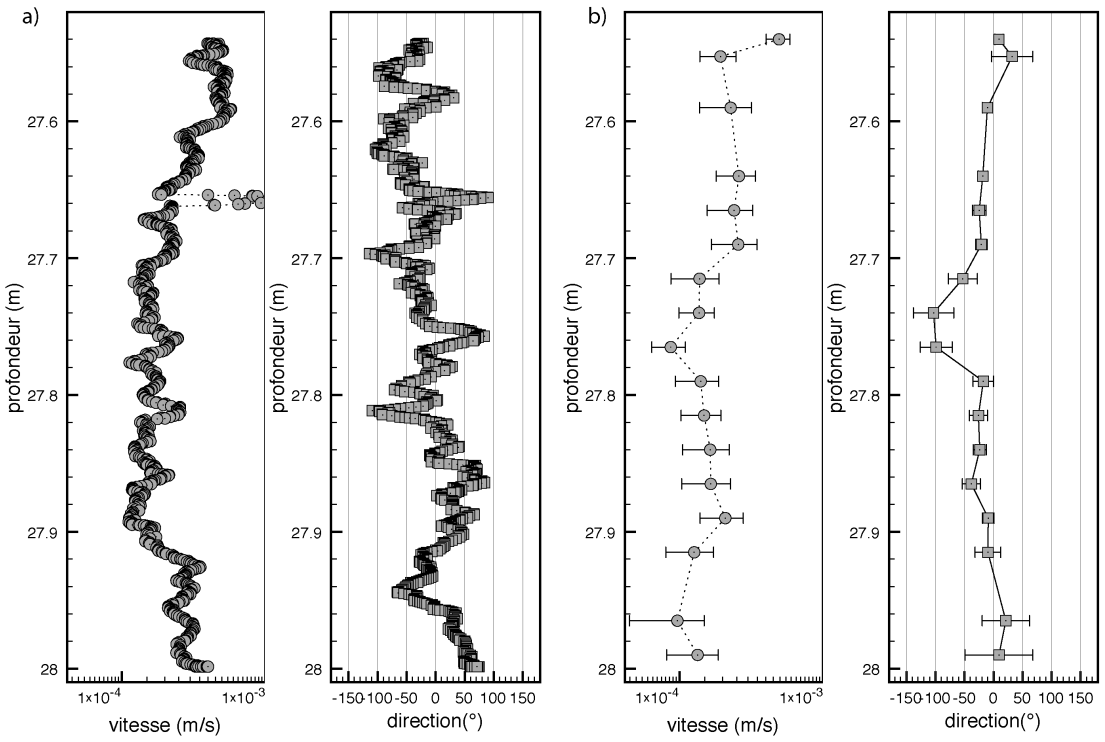

Figure 4.26 : Mesure de vitesse en fonction de la profondeur. a) vitesse et direction instantanées, b) vitesse et direction moyennées sur 10 à 20 minutes par point de mesure.

Les mesures de vitesse sont représentées selon une échelle logarithmique. La gamme de vitesses observées est comprise entre 1.10^{-4} m/s et 5.10^{-4} m/s, correspondant donc à une gamme de vitesses assez restreinte sur toute la profondeur. Le flux a une direction moyenne axée vers le nord (0°) ± 40°. Il existe une certaine variabilité dans les mesures, avec des changements de direction rapides. A priori, la zone investiguée semble être perméable sur toute la fenêtre d'observation, sans écoulement localisé.

Pour compléter ces mesures, nous avons effectué seize mesures de flux en fonction de la profondeur durant des périodes de 10 à 20 minutes par point (Figure 4.26 b). La vitesse moyenne se trouve autour de 2.10^{-4} m/s avec une direction de -20° (Nord Nord-Est). Une zone particulière est à remarquer à 27,75 mètres de profondeur, où nous observons une circulation de fluide avec une vitesse plus faible de 8.10^{-5} m/s et de direction opposée (Sud-Sud-Est). Il est envisageable que localement le milieu soit moins perméable, ou encore que le raccord du tubage agisse comme une « zone d'ombre » où le flux pourrait effectuer une boucle de courant.

Ces premières mesures sur site montrent donc que les mesures de flux au sein d'un forage sont possibles. Les particules présentes naturellement en condition

ambiante dans le milieu naturel sont suffisantes pour la mesure de vitesse avec la sonde PIVEF. Nous avons donc un outil efficace pour mesurer les flux sur une zone donnée.

Mesure de vitesse sous l'effet d'un pompage

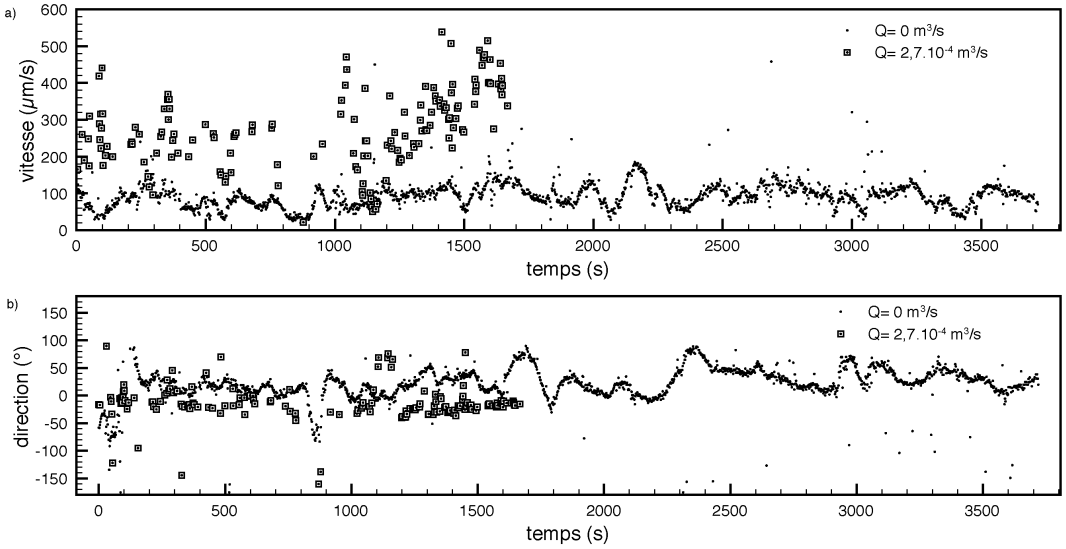

Figure 4.27 : Chronique de vitesse et direction de particules pour deux débits de pompage sur le forage adjacent : en ambiant et à 30,18 lpm à la profondeur de 27,50 m (position LED 35) dans le forage F2.

Afin de tester l'outil de mesure et vérifier la cohérence des données, les mêmes mesures ont été réalisées avec des débits de pompage différents sur le forage adjacent. Les mesures de vitesses d'écoulement horizontales ont été réalisées suivant différents débits (1,8 ; 2,7 ; 5,2 ; 6,3 10^{-4} m^3/s) sur des périodes de temps assez longues (30 à 60 minutes). La Figure 4.27 présente l'évolution de la vitesse et de la direction dans le puits d'observation *F2* pour deux débits de pompage différents en F1. Le premier est en condition ambiante $Q_{pompé}$=0 m^3/s, et le second, sous pompage $Q_{pompé}$= 2,7.10^{-3} m^3/s. La fréquence d'acquisition est de 5 images par seconde avec une fenêtre d'observation de 2,9*1,9 cm^2. La profondeur de mesure est de 28,10 mètres à partir de la tête de puits. Chaque point de mesure correspond à la direction moyenne, et à la vitesse moyenne de trajectoires de particules observées sur au moins 3 images. Les mesures en conditions ambiantes montrent une cohérence au cours du temps (Figure 4.27). La vitesse moyenne est de 1.10^{-4} m/s et la direction moyenne de 6,8°, le nombre de particules prises en compte pour le calcul est de 1800 trajectoires, soit la prise en compte d'une trajectoire toutes les deux secondes.

Les vitesses mesurées sous pompage sont plus élevées. Nous pouvons calculer sur cette période de temps une vitesse moyenne de $3{,}9.10^{-4}$ m/s. La direction des flux sous pompage a légèrement évolué par rapport au cas ambiant, la direction moyenne est de -30° (Nord-Est) (direction du puits de pompage). Nous pouvons remarquer que le nombre de trajectoires est moins important sous pompage : seulement 180 trajectoires sont prises en compte sur une période de 1700 secondes soit une trajectoire toutes les dix secondes. Cette série de mesures étant effectuée après 3 heures de pompage, nous nous sommes aperçus que le nombre de particules diminuait drastiquement dans le milieu lors de la stabilisation des flux. Cela génère plus de dispersion dans les données et une variabilité plus importante des mesures sous pompage bien que les valeurs de vitesse mesurées soient nettement plus élevées que sans pompage. Les valeurs moyennes de direction et de flux obtenues pour différents débits de pompage ont été synthétisées sur la Figure 4.28.

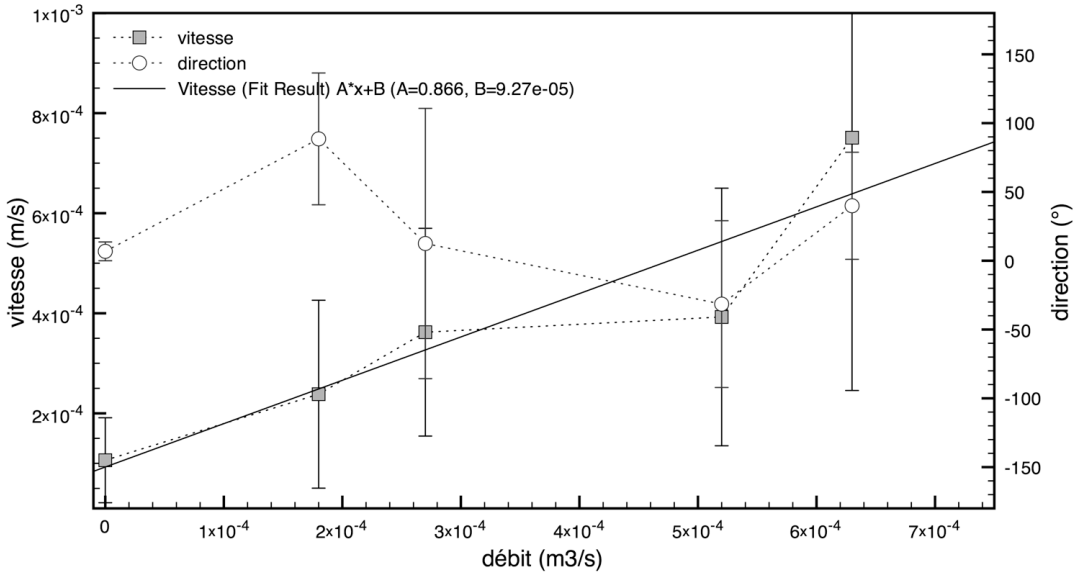

Figure 4.28 : variation de vitesses et de directions mesurées dans le forage F2 en fonction du débit pompé dans le forage F1.

Nous observons une augmentation quasi linéaire de la vitesse moyenne horizontale en fonction de l'augmentation du débit au puits de pompage. Malgré une assez forte incertitude, les données présentent une assez bonne cohérence entre elles montrant que la vitesse augmente proportionnellement au débit de pompage.

3.1.c Discussion

La sonde PIVEF est un outil réellement sensible, car il permet de caractériser des variations de flux en forage sur une gamme allant de 1.10^{-4} à 8.10^{-4} m/s. La relative cohérence des flux au cours du temps indique que les flux sont assez peu perturbés. Dans un deuxième temps, nous pouvons nous interroger sur la signification des vitesses de flux par rapport aux paramètres hydrogéologiques de la structure perméable connectant les deux puits *F1* et *F2*. En régime permanent, la vitesse de Darcy décroit de manière inversement proportionnelle à la surface perpendiculaire au flux. Si l'on considère un milieu de perméabilité homogène et d'épaisseur constante connectant les deux puits de pompage, la vitesse de Darcy est inversement proportionnelle à la distance au puits de pompage et à l'épaisseur effective de l'aquifère.

Dans le cas du site de Beaulieu, la zone perméable faisant quelques mètres d'épaisseur (Figure 4.25), et la distance entre les deux puits étant de 10 mètres, on s'attendrait à observer des vitesses d'écoulements de l'ordre de 10^{-5} m/s pour un débit de pompage de quelques mètres cube par heure si l'on suppose que l'on mesure effectivement la loi de Darcy. Or, les vitesses mesurées sont beaucoup plus élevées de l'ordre de 10^{-4} m/s.

Pour expliquer de telles différences, plusieurs explications peuvent être avancées. La convergence des lignes d'écoulement autour du puits de mesure peut être beaucoup plus importante que celle référencée dans les modèles de milieu homogène (Momii et al. 1993 ; Kearl et al 1997). La géométrie du milieu ne correspond peut-être pas à une géométrie bidimensionnelle, car l'écoulement peut être chenalisé dans une sous-structure de moindre dimension. Enfin, la localisation des flux dans quelques structures perméables peut entrainer aussi des vitesses d'écoulement du fluide assez élevées. C'est ce qu'indiquent les tests de traçage effectués sur le site de Beaulieu qui montrent que la porosité du milieu est très faible. Si le forage d'observation a un diamètre suffisamment faible par rapport aux vitesses de circulations, il est également possible que la vitesse mesurée en forage revienne à une valeur intermédiaire entre la vitesse du fluide et celle de Darcy. C'est un peu ce que l'on observe dans le banc expérimental lorsque l'écoulement est localisé. Les flux se distribuent sur une épaisseur supérieure à celle de la fracture, mais inférieure à

celle du milieu. Par ailleurs, si le diamètre du forage est suffisamment faible, la mesure de vitesse tendra nécessairement vers celle du fluide dans le milieu poreux.

Nous pouvons voir à travers cet exemple que la mesure de vitesse en forage est possible avec une certaine confiance dans les mesures effectuées. La fenêtre d'observation de 50 cm permet de s'affranchir des petites perturbations locales, et d'observer la variation des flux sur toute la section et cela en condition ambiante ou de pompage. A travers un modèle conceptuel simple, la mesure de la vitesse et de la direction du champ de vitesse dans le forage sous pompage nous renseigne sur la localisation ou l'organisation des flux dans la zone de mesure et doivent donc être complémentaires aux mesures de dilution [*Brouyère et al*., 2008]. Toutefois, en condition de milieu hétérogène, il n'est pas simple de relier la vitesse d'écoulement mesurée au milieu du forage aux propriétés physiques du milieu. Dans la partie suivante, nous complétons ces premières observations par des mesures de flux horizontaux avec la sonde Aquavision (colloïdal borescope).

3.2 Utilisation de la sonde Aquavision (colloïdal borescope)

Les mesures de vitesses horizontales ont été effectuées les sites de Kerrien et de Ploemeur. L'objectif était d'obtenir des résultats préliminaires avant de venir mesurer les vitesses d'écoulements avec la sonde PIVEF. L'intérêt du site de Kerrien était de pouvoir réaliser des mesures en conditions d'écoulements naturelles avec des vitesses d'écoulement à priori très faibles. Au contraire, le site de Ploemeur est caractérisé par des écoulements rapides liés à l'exploitation du site et à la localisation des flux dans quelques fractures.

Le «colloidal borescope» a été développé par Oak Ridge National Laboratory (Kearl et al, 1992, 1993) et distribué par Aquavision. L'outil est décrit dans le chapitre 1. La détermination de la vitesse des particules s'effectue par PTV (particule tracking). Les capacités de mesure et les applications de terrain ont été principalement effectuées par Kearl et al. (1992, 1993, 1997, 1999). Cette sonde est présentée comme performante dans le cadre de la caractérisation en milieu homogène (où pressentant des zones de variation de perméabilité faible). Il faut cependant effectuer des mesures sur une période de

temps considérable pour être certain de la direction et de l'intensité de la vitesse sur des périodes longues.

3.2 .a Site de Kerrien

Le site de Kerrien (Martin et al, 2003) est un site expérimental intégré dans l'ORE AgrHys (observatoire de recherche en environnement en agrohydrosystème). Il est situé au Sud de Quimper (29) et est constitué de nappes d'altérites sur socle granitique. Les conductivités hydrauliques du milieu sont assez faibles dans l'ensemble et varient de 10^{-6} à 5.10^{-4} m/s selon les piézomètres. Le gradient piézométrique est orienté suivant le gradient topographique et varie de 10 % en amont à 4 % (Martin et al., 2003). Conformément à ces valeurs, les valeurs de vitesse de Darcy dans le milieu sont attendues autour de 10^{-7} à 5.10^{-5} m/s, soit des vitesses très faibles.

Nous avons effectué douze mesures de vitesse et de direction sur 5 îlots d'observation (ensemble de puits d'observation) et à trois profondeurs pour chaque îlot. Nous avons reporté sur la Figure 4.29un exemple typique de mesure de la vitesse et de la direction d'écoulement au cours du temps. Les vitesses mesurées sont dans l'ensemble très faibles. Même au bout d'un certain temps de mesure, il existe une certaine variabilité, notamment sur la direction de la vitesse d'écoulement. Au bout de 15 minutes, nous obtenons toutefois 58°N ± 15° et 91 µm/s ± 40µm/Figure 4.29.)

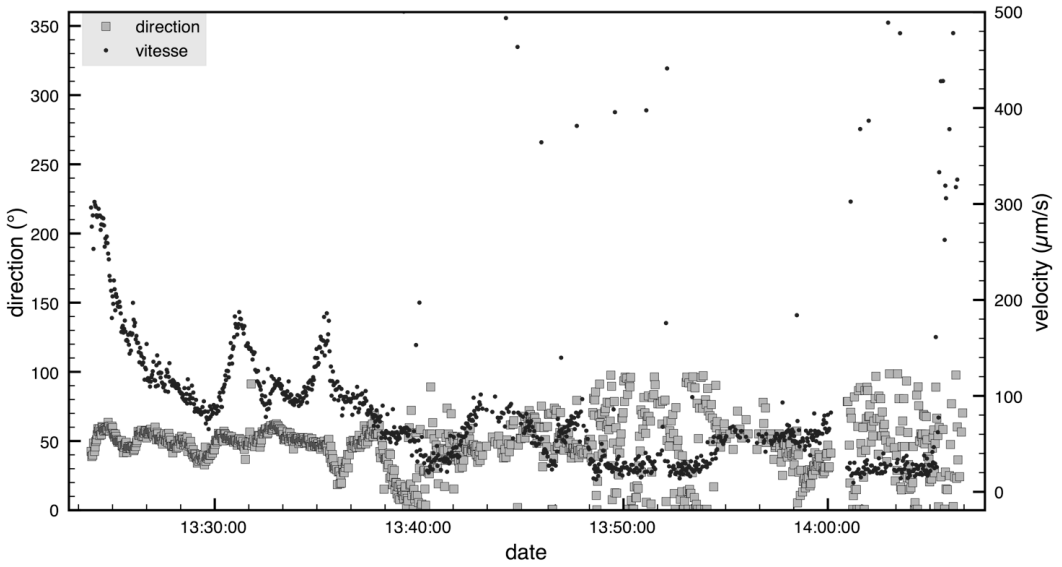

Figure 4.29 : Champs de vitesse et direction mesurés en fonction du temps au sein de l'ilot I à une profondeur de 9,75 mètres.

Lorsque l'on synthétise les données, on s'aperçoit que les mesures de vitesse effectuées sur le site ont des valeurs qui varient toutes entre 30 et 100.10^{-6} m/s. Même si ces valeurs semblent assez cohérentes avec les mesures attendues, elles ne sont pas faciles à exploiter car toutes les mesures sont associées à une forte incertitude, typiquement de l'ordre de 50 à 100.10^{-6} m/s. Les mesures de direction montrent également une grande variabilité que ce soit à l'échelle d'un puits d'observation ou à l'échelle du site même. Sur une série de 12 mesures, seulement 3-4 mesures possèdent un sens d'écoulement cohérent avec celui du gradient régional, les directions mesurées sont parfois opposées à ce gradient (Figure 4.30). Cela pose donc la question de la pertinence de ces mesures par rapport à l'écoulement dans le milieu. Pour expliquer cette variabilité, on peut faire appel à l'hétérogénéité du milieu qui potentiellement peut induire une réelle complexité des flux. Toutefois, il est aussi vraisemblable que l'outil ne permette pas de mesurer de manière fiable des vitesses inférieures à 100.10^{-6} m/s ce qui signifierait que les limites de mesure de l'outil sont atteintes.

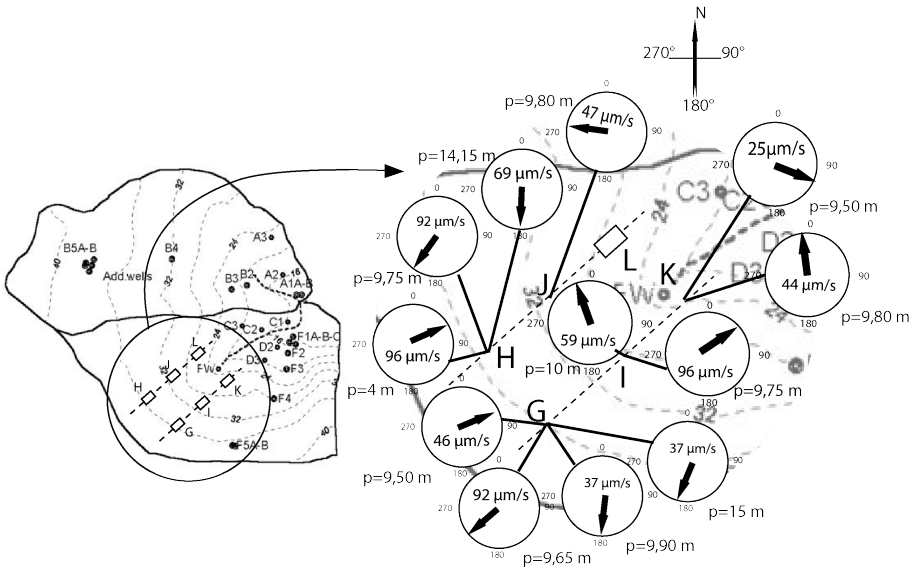

Figure 4.30 : Représentation en carte des directions et des vitesses des flux mesurés dans les différents forages au sein du bassin versant de Kerrien.

3.2 .b Site de Ploemeur

Sur le site de Kermadoye (Plœmeur), nous avons effectué des mesures dans deux forages profonds, F19 et F32, ayant respectivement une et deux arrivées d'eau. Plusieurs séries de mesure ont été réalisées pour essayer de repérer et pointer les vitesses d'écoulement maximum. Le forage F32 est situé au sein de la zone de pompage tandis que le forage F19 est situé à plusieurs centaines de mètres des puits de pompages principaux.

Onze séries de mesures ont été effectuées dans le forage F19 entre 67 et 76 mètres. Un exemple de vitesse d'écoulement mesurée au cours du temps est fourni dans la Figure 4.31. Les directions 0° et 360° indiquent le Nord et la direction 180° indique le Sud. Les cinq premières minutes de mesure montrent une variation de flux et de direction, liée à la période d'équilibre du milieu. Après 15 minutes nous observons des flux plus constants en direction et en intensité. Entre 16h50 et 17h00 la direction moyenne est de 17° ± 10° et la vitesse de 132µm/s ± 87µm/s. Les vitesses et incertitudes sont assez analogues avec les mesures effectuées sur le site de Kerrien.

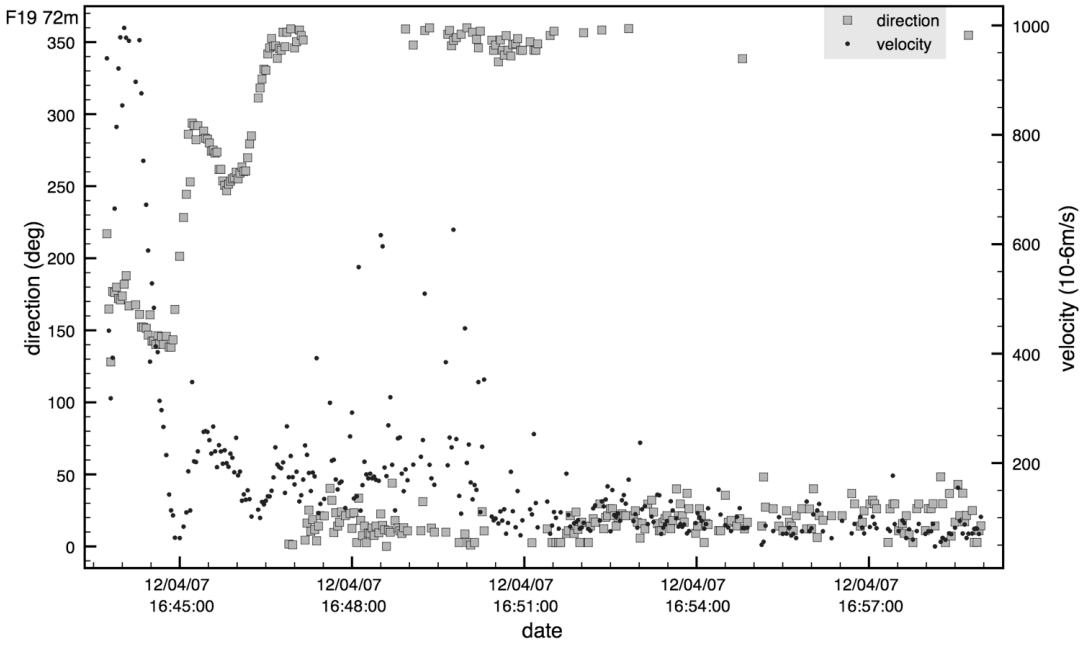

Figure 4.31 : Exemple de données acquises dans le forage F19 à 72 mètres de profondeur (tête de puits). Rond : vitesse horizontale ; carré : direction.

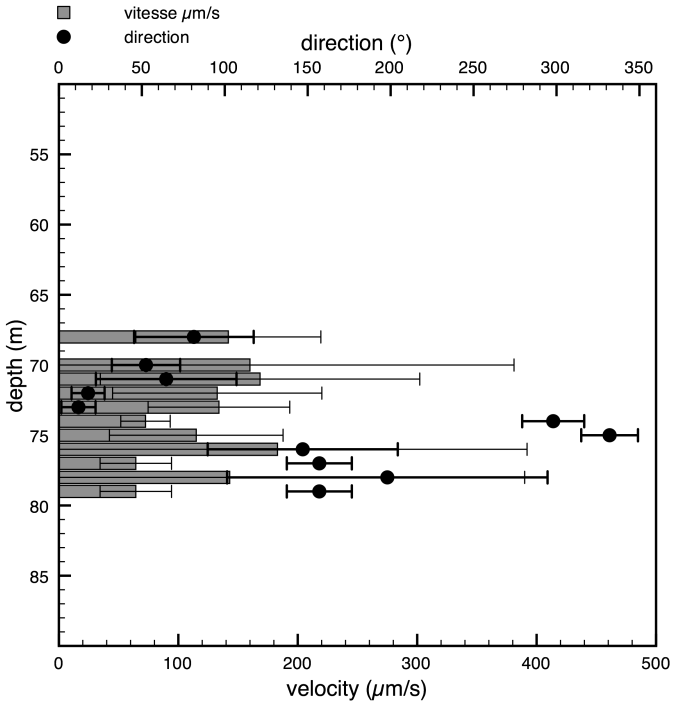

Figure 4.32 : Vitesses et orientations mesurées à différentes profondeurs dans le forage F19. Les ronds pleins correspondent aux mesures de direction, 0° & 360° = direction Nord.

Lorsque l'on compile l'ensemble des données (Figure 4.32), on remarque que toutes les vitesses effectuées sont comprise entre 60 et 200 µm/s, mais que les directions de flux ont tendance à évoluer en fonction de la profondeur.

Sur le forage F32, les mesures de vitesse d'écoulement sont plus difficiles à réaliser car des écoulements verticaux ont également été mesurés. Toutefois les valeurs obtenues sont nettement plus élevées que sur le forage F19. La synthèse des mesures (Figure 4.33) montre que les vitesses varient de 400 à 1600 µm/s. Pour chaque point de mesure, l'acquisition a été réalisée durant au moins 30 minutes. Malgré ces temps de mesure conséquents, les incertitudes associées restent quand même très élevées. Les directions varient du Sud vers le Sud-Est ou encore le Sud-Ouest. La valeur la plus élevée à 1600 µm/s est observée à la profondeur de 86 mètres, ce qui correspond bien à la limite supérieure de l'arrivée d'eau principale.

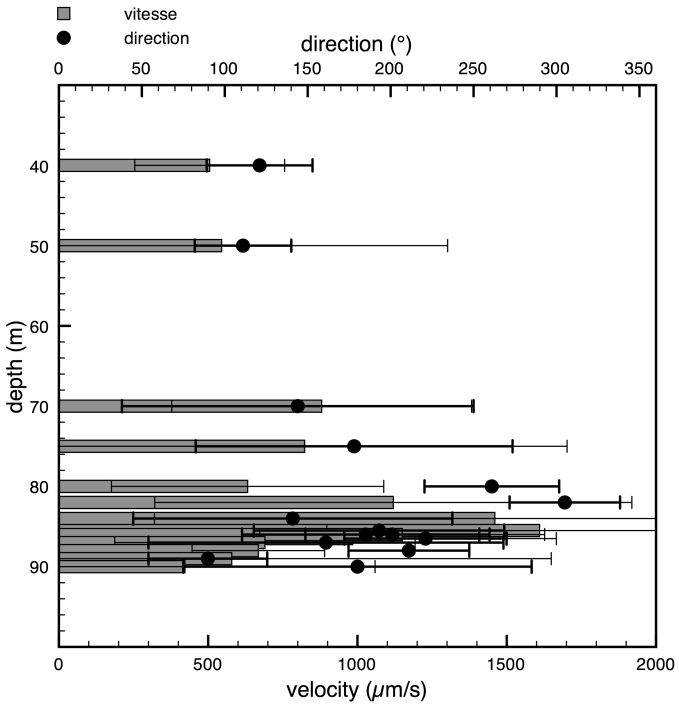

Figure 4.33 : Vitesses et orientations mesurées à différentes profondeurs s dans le forage F32. Les ronds pleins correspondent aux mesures de direction, 0° & 360° = direction Nord.

Malgré des incertitudes de mesures assez élevées, les données acquises semblent assez cohérentes. Les vitesses augmentent nettement à l'approche du pompage. Bien que la mesure soit assez longue avec le « *colloïdal borescope* » et ne permette un balayage de la zone sur une large fenêtre d'observation, cet outil semble pouvoir être utilisé dès que les vitesses sont suffisamment importantes. Il faut

également qu'elles soient assez faciles à échantillonner, ce qui implique une bonne répartition des vitesses. Mais dès que les vitesses deviennent relativement faibles, il devient très difficile d'obtenir des informations exploitables, d'une part parce que de telles vitesses sont difficiles à mesurer, mais aussi parce qu'il n'est pas possible de s'assurer de la représentativité de la mesure. Même si il est envisageable de réaliser différents points de mesure à différentes profondeurs, l'information extraite ne sera jamais aussi bonne que celle acquise en mesurant en continu les vitesses sur toutes la zones. Par ailleurs, la sonde PIVEF permet également d'évaluer les flux verticaux.

4 Conclusions et perspective

Nous avons participé au développement d'une nouvelle sonde de mesure, la sonde PIVEF, permettant de mesurer les vitesses horizontales d'écoulement en forage par mesure de suivi de particules. Les principaux avantages de l'outil sont les suivants : (i) la sonde permet d'effectuer des profils de vitesse sur une hauteur de 50 cm sans bouger la sonde, (ii) les perturbations liées aux effets thermiques ou à la présence des tiges sont très faibles sur les écoulements, (iii) le dispositif d'acquisition a été optimisé, et surdimensionné avec une fenêtre d'observation de 12 cm^2 soit 300 fois plus grande que la sonde « *colloïdal Borescope* », ce qui permet de visualiser plus de particules. (iv) le dispositif d'éclairage a été optimisé afin d'observer des petites particules, (v) le traitement des images permet d'estimer la vitesse et la direction moyenne du flux sur toute la période de temps durant laquelle les particules sont identifiées et pas seulement entre deux images.

Les mesures sur banc expérimental montrent qu'il est possible de mesurer en conditions expérimentales de laboratoire des vitesses d'écoulement avec la sonde PIVEF sur une large gamme allant de 10^{-6} m/s, valeur minimum liée aux effets thermiques mesurées sans écoulement, jusqu'à des valeurs supérieures à 5.10^{-3} m/s. Cette large gamme de mesures couplée à une large fenêtre d'observation est le résultat principal de cette étude. Lorsque les flux sont localisés de manière analogue à ce qui est observé lorsqu'une fracture intercepte le forage, la mesure de l'écoulement est beaucoup plus difficile, en particulier dès que le pendage atteint des valeurs proches de 45°. En revanche, pour des pendages plus faibles, il est possible de détecter les zones d'écoulement préférentiel et de mesurer les vitesses et direction d'écoulements maximales.

Les premières mesures de terrain effectuées sur le site de Beaulieu, sont très prometteuses. Les vitesses mesurées à une trentaine de mètres de profondeur sont de l'ordre de 1.10^{-4} m/s en conditions ambiantes. Les mesures sont stables et cohérentes sur une épaisseur de 50 centimètres. Des pompages réalisés à différents débits sur un puits adjacents ont permis de vérifier que la

vitesse d'écoulement moyenne augmente linéairement avec le débit d'un pompage. Des mesures complémentaires avec la sonde d'Aquavision (colloïdal borescope) montrent que la mesure de flux à faible vitesse (de 10^{-5} à 10^{-6} m/s) était relativement difficile, en partie en raison du faible nombre de particules observables par la sonde, mais aussi parce qu'il n'est pas possible de s'assurer de l'homogénéité des flux avant de faire la mesure.

Même si ces premiers résultats sont très encourageants, les mesures de vitesses d'écoulement horizontales sont longues et fastidieuses. Il est en effet indispensable de moyenner les mesures sur un grand nombre de particules et sur des périodes de temps supérieures à 30 voire 60 minutes. Ces mesures ne peuvent donc pas s'effectuer sans une connaissance *a priori* des distributions des zones perméables, les plus intéressantes à étudier. Il est également difficilement envisageable d'effectuer des mesures pour des vitesses très lentes, inférieures à quelques microns par seconde. Or les vitesses d'écoulement dans les milieux naturels sous gradient naturel sont en général très faibles. L'utilisation de telles méthodes de mesure serait donc limitée aux milieux souterrains caractérisés par des vitesses de circulations élevées, comme dans des milieux alluviaux (Brouyère et al., 2008), ou dans des aquifères en exploitation. Une autre limite provient des perturbations dans la colonne d'eau entraînées par l'hétérogénéité du milieu, notamment lorsque l'on est en présence de fractures fortement inclinées. Dans le cas des milieux fracturés, on peut s'attendre aussi à des écoulements verticaux (Le Borgne et al, 2006b) qui peuvent perturber les mesures de flux horizontaux. Mais même dans ce cas, la sonde PIVEF doit être capable d'estimer la composante verticale des flux, même si un travail méthodologique reste à faire pour développer la méthode.

En termes de perspective, il serait intéressant de comparer les résultats obtenus avec cette sonde, avec des essais de traçages ou bien des tests de dilution. D'un point de vue méthodologique, il serait intéressant de comparer les limites de mesures des différents outils. Par ailleurs, si l'on s'attend à une mesure équivalente de la vitesse de Darcy en milieu homogène, la comparaison n'est plus triviale dans le cas d'un milieu hétérogène où l'essentiel des écoulements est localisé dans une fracture. La question revient à savoir comment moyenner les

mesures de vitesses ponctuelles réalisées à différentes profondeurs. Cela dépend de la taille de la fracture comparée au diamètre du puits, mais c'est aussi lié à l'organisation des écoulements dans la colonne d'eau du forage qui dépend fortement du pendage de la fracture. Pour mieux caractériser ces effets, la modélisation numérique peut être un guide très utile et très complémentaire. Il serait intéressant de poursuivre en trois dimensions, les premières modélisations effectuées pour comprendre les écoulements localisés. Une fois que ces effets locaux seront bien compris, il sera possible d'essayer de réaliser sur site des cartes de vitesses d'écoulement pour mieux contraindre l'hétérogénéité du milieu et les temps de transferts potentiels.

Conclusions et perspectives

L'objectif principal de la thèse était d'apporter des contraintes sur les propriétés des milieux cristallins, en particulier en développant des méthodes ou des outils pour imager la géométrie des structures, leurs propriétés hydrauliques et mesurer les flux qui s'y écoulent. Dans ce cadre, nous avons développé trois approches complémentaires : (i) une étude des liens entre fracturation, zones de déformation, et écoulements principaux observés sur le site expérimental de Ploemeur ; (ii) la réalisation d'un modèle numérique de débitmétrie destiné à imager les propriétés hydrauliques entre forage ; et (iii) le développement d'une nouvelle sonde permettant la mesure des vitesses d'écoulement horizontales en partenariat avec la division technique de l'INSU (Brest).

Dans le chapitre 2, nous avons essayé de caractériser les zones de déformations observées sur le site de pompage de Ploemeur. Nous avons en particulier montré à partir du forage carotté SC39, que les principales zones de déformation se caractérisaient par une déformation de bas grade de type brèche de faille ou bien par des zones broyées, associées ou non à des pegmatites très fracturées. Ces zones de déformation intenses, sont recoupées sur des épaisseurs de 1 à 3 mètres. L'orientation de ces différentes structures est cohérente avec les grandes zones de déformation observées sur le site. Ainsi, la principale brèche semble de même direction et orientation que la faille N20 tandis que de nombreuses structures, et en particulier les pegmatites fracturées reprises dans la foliation, mais aussi certaines zones broyées, sont faiblement pentées vers le Nord-Ouest. Cette déformation fragile intense affecte probablement l'ensemble du contact granite micaschiste. Grâce à une prospection et inversion gravimétrique, nous avons par ailleurs cartographié la géométrie de ce contact qui se prolonge suivant un plan subhorizontal vers le Nord.

D'un point de vue hydrogéologique, les mesures de débitmétrie montrent que la brèche de faille n'est pas transmissive dans le forage SC39, malgré l'intensité de la déformation. Cependant, cette zone présente *a priori* une porosité importante. En revanche, la zone broyée à la base de forage SC39 se présente comme une zone très productrice et très bien connectée à grande échelle. Cette zone se trouve juste en dessous d'un filon de pegmatite repris dans la foliation. D'autres familles de fractures ouvertes sub-verticales de direction N110° et N20° peuvent constituer des structures perméables importantes comme celles que l'on observe dans le forage SC39. À l'échelle de l'aquifère, il semble clair que la zone de contact entre granite et

micaschiste, zone de contact associée à des pegmatites fracturée ou à des zones broyées, soit la structure perméable majeure permettant de drainer un large bassin. Les structures décrochantes et normales d'orientation Nord 20 doivent contribuer de façon significative à la perméabilité du milieu, au moins localement, mais aussi pour assurer une réalimentation au moins partielle du site. Dans ce contexte, la présence des fractures ouvertes N110° entre la zone de pompage et le cisaillement Sud-Armoricain doit permettre d'augmenter sensiblement la perméabilité verticale. A l'échelle régionale, nous avons pointé également une verticalisation de la foliation des micaschistes en allant vers le nord, qui peut également contribuer à une augmentation de la perméabilité verticale.

Dans un deuxième temps, nous nous sommes penchés sur la caractérisation des fractures perméables connectant les différents forages. En nous basant sur des précédents travaux d'interprétation de débitmétrie verticale en forage (Paillet, 1998 ; Le Borgne et al., 2006b), nous avons construit un modèle numérique prenant en compte explicitement la géométrie, les paramètres de charge, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement des fractures, ainsi que l'emmagasinement dans le puits. Ce modèle permet d'inverser les flux mesurés au cours du temps. Une étude de sensibilité nous a permis de voir que le coefficient d'emmagasinement avait une influence beaucoup plus importante que le paramètre de transmissivité sur l'amplitude des débits mesurés en transitoire. Une des difficultés liées à l'inversion provient de la présence de cheminements indirects et de la méconnaissance des débits effectifs pompés dans chaque fracture. Leur estimation par d'autres méthodes permettrait d'améliorer l'inversion et d'augmenter la détermination des paramètres de transmissivité et d'emmagasinement. La présence de fractures connectée au puits d'observation mais non connectées au puits de pompage induit une variation de flux particulière. Le débit entre les fractures augmente de façon continue en fonction du logarithme du temps. Nous avons aussi observé que les effets d'emmagasinement de puits pouvaient apporter des informations quantitatives sur les paramètres hydrogéologiques des fractures connectant le puits de pompage. Enfin, nous avons pu utiliser le modèle FemFrac pour une application de terrain afin d'illustrer la méthodologie développée.

Le chapitre 4 porte sur le développement et la validation d'une nouvelle sonde de mesure de flux en forages (Pivef). Cette sonde permet la caractérisation du champ

de vitesse par suivi des particules sans injection de traceur. Les principaux avantages de l'outil sont de pouvoir effectuer des profils de vitesse sur une hauteur de 50 cm sans bouger la sonde, et de limiter les perturbations liées aux effets thermiques ou à la présence des tiges. Les mesures sur banc expérimental montrent qu'il est possible de mesurer en conditions expérimentales de laboratoire des vitesses d'écoulement avec la sonde PIVEF sur une large gamme allant de 10^{-5} m/s jusqu'à des valeurs supérieures à 5.10^{-3} m/s. Cette large gamme de mesures couplée à une large fenêtre d'observation est un des résultats majeurs de l'étude. Lorsque les flux sont localisés de manière analogue à ce qui est observé lorsqu'une fracture intercepte le forage, la mesure de l'écoulement est beaucoup plus difficile, en particulier dès que le pendage atteint des valeurs proches de 45°. Toutefois, pour des pendages plus faibles, il est possible de détecter les zones d'écoulement préférentielles et de mesurer les vitesses et direction d'écoulements maximales.

Les premières mesures de terrain effectuées sur le site de Beaulieu, sont très prometteuses. Les vitesses mesurées à une trentaine de mètres de profondeur sont de l'ordre de 1.10^{-4} m/s en conditions ambiantes. Les mesures sont stables et cohérentes sur une épaisseur de 50 centimètres. Des pompages réalisés à différents débits sur un puits adjacents ont permis de vérifier que la vitesse d'écoulement moyenne augmente linéairement avec le débit d'un pompage. Des mesures complémentaires avec la sonde d'Aquavision (colloïdal borescope) montrent que la mesure de flux à faible vitesse (de 10^{-5} à 10^{-6} m/s) était relativement difficile, en partie en raison du faible nombre de particules observables par la sonde, mais aussi parce qu'il n'est pas possible de s'assurer de l'homogénéité des flux avant de faire la mesure.

L'étude globale réalisée durant ce travail de thèse ouvre différentes perspectives. Un des premiers points concernant le site de Ploemeur, serait de mieux connaitre le rôle hydrologique à grande échelle des principales structures ou zones de déformation identifiées. Une première approche serait de réaliser un modèle de site pour tester explicitement le rôle de drain à grande échelle de certaines structures. D'autres données, issues de forages profonds ou à l'extérieur de la zone de pompage peuvent également contribuer à une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique du site. Une autre question concernant les ressources en eau, est de

savoir également dans quelle mesure la géométrie du site de Ploemeur peut potentiellement se retrouver sur d'autres aquifères cristallins.

Le modèle numérique préliminaire d'inversion de débitmétrie verticale peut être utilisé de façon pratique pour l'inversion de flux en milieu naturel. Il peut maintenant être employé pour l'étude de comportements avec des structures plus complexes. L'inversion des flux se fait actuellement par un opérateur, mais il serait très intéressant de développer une approche par problème inverse, afin d'automatiser les ajustements des données.

La sonde Pivef mesure les vitesses par suivi de particules dans des aquifères fracturés. Il serait intéressant d'établir une carte des champs de vitesse en milieu complexe afin de contraindre la prédiction des modèles dans ce type de milieu. La confrontation des mesures de vitesse à des essais de traçage en milieu naturel serait intéressante pour voir en quoi la mesure locale permet d'apporter une contrainte sur le comportement global et les lois de transport.

Références bibliographiques

Agarwal, R. G, R. Al-Hussaing, et H. J Ramey. 1970. An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow: I. Analytical treatment. *Petrology Engeniering* 10: 279-289.

Arnold, K. B, et F. J Molz. 2000. In-well hydraulics of the electromagnetic borehole flowmeter: Further studies. *ground water monitoring and remediation* 20, no. 1 (Win): 52–55.

Audoin, O. 2007. *integration - inversion de données géologiques et mesures hydrodynamiques in-situ pour le conditionnement d'un modèle 3D d'aquifère calcaire : Site Expérimental Hydrogéologique (SEH) de Poitiers, France*. Univ. Poitiers.

Audouin, O., J. Bodin, G. Porel, et B. Bourbiaux. 2008. Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France. *hydrogeology journal* 16, no. 5 (Août): 939–950. doi:10.1007/s10040-008-0275-4.

Audren, C. 1987. *Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque*. Thèse, Université de Rennes1.

Ayraud, V., L. Aquilina, T. Labasque, H. Pauwels, J. Molenat, A. C Pierson-Wickmann, V. Durand, et al. 2008. Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *APPLIED GEOCHEMISTRY* 23, no. 9 (Septembre): 2686–2707. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.06.001.

Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: A challenge for new resources. *J Hydrogeology* 13, no. 1: 148-160.

Ballard, S., G. T Barker, et R. L Nichols. 1996. A test of the in situ permeable flow sensor at Savannah River, SC. *ground water* 34, no. 3 (Juin): 389–396.

Bedidi, A., et B. Cervelle. 1993. light-scattering by spherical-particles with hematite and geothite-like optical-properties - effect of water impregnation. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth* 98, no. B7 (Juillet): 11941-11952.

Belghoul, Akram. 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Décembre 14. http://tel.archives-ouvertes.fr/index.php?halsid=ght4lgc0aj2ak8keqr9mbppdi3&view_this_doc=tel-00444175&version=1.

Bennett, g. d, a. l Kontis, et s. p Larson. 1982. representation of multi-aquifer well effects in 3-dimensional groundwater-flow simulation. *Ground Water* 20, no. 3: 334–341.

Berkowitz, Brian. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25, no. 8-12: 861 - 884. doi:DOI: 10.1016/S0309-1708(02)00042-8.

Berkowitz, Brian, Jacob Bear, et Carol Braester. 1988. Continuum Models for Contaminant Transport in Fractured Porous Formations. *Water Resour. Res.* 24. http://dx.doi.org/10.1029/WR024i008p01225.

Bernard-Griffiths, J., J.J. Peucat, S. Sheppard, et Ph. Vidal. 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters* 74, no. 2-3 (Juillet): 235-250. doi:10.1016/0012-821X(85)90024-X.

Berthé, D., P. Choukroune, et P. Jegouzo. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1, no. 1: 31-42. doi:10.1016/0191-8141(79)90019-1.

Bidaux, Pascal, et Chin-Fu Tsang. 1991. Fluid Flow Patterns Around a Well Bore or an Underground Drift With Complex Skin Effects. *Water Resour. Res.* 27, no. 11: 2993–3008.

Biessy, Guillaume. 2012. Quantification et caractérisation des mouvements verticaux aux courtes échelles de temps dans les zones dites stables. Décembre 7. http://tel.archives-ouvertes.fr/index.php?halsid=ght4lgc0aj2ak8keqr9mbppdi3&view_this_doc=tel-

00472690&version=1.

Black, J. H. 1994. Hydrogeology Of Fractured Rocks - A Question Of Uncertainty About Geometry. *Hydrogeology Journal* 2, no. 3 (03/01 3): 56–70.

Boggs, J. M, S. C Young, L. M Beard, L. W Gelhar, K. R Rehfeldt, et E. E Adams. 1992. field-study of dispersion in a heterogeneous aquifer .1. overview and site description. *Water Resources Research* 28, no. 12: 3281–3291.

Bohling, G. C., X. Y. Zhan, J. J. Butler, et L. Zheng. 2002. Steady shape analysis of tomographic pumping tests for characterization of aquifer heterogeneities. *Water Resources Research* 38, no. 12 (Décembre 31).

Bomana, Gerald K, Fred J Molz, et Kelly D Boonec. 1997. Borehole Flowmeter Application in Fluvial Sediments: Methodology, Results, and Assessment. *Ground Water* 35, no. 3: 443-450.

Bonnet, E., O. Bour, N. E Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, et B. Berkowitz. 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of geophysics* 39, no. 3 (Août): 347–383.

Bredehoeft, J. D, et I. S Papaopulos. 1965. Rates of Vertical Groundwater Movement Estimated From the Earth's Thermal Profile. *Water Resour. Res.* 1. http://dx.doi.org/10.1029/WR001i002p00325.

Brinkman, H. C. 1947. A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particles. *applied scientific research section a-mechanics heat chemical engineering mathematical methods* 1, no. 1: 27–34.

Brouyere, S., J. Batlle-Aguilar, P. Goderniaux, et A. Dassargues. 2008. A new tracer technique for monitoring groundwater fluxes: The Finite Volume Point Dilution Method. *journal of contaminant hydrology* 95, no. 3-4 (Janvier): 121–140. doi:10.1016/j.jconhyd.2007.09.001.

Butler, J. J. 1988. Pumping tests in nonuniform aquifers—The radially symmetric case. *Journal of Hydrology* 101, no. 1: 15-30.

Butler, J. J, C. D McElwee, et G. C Bohling. 1999. Pumping tests in networks of multilevel sampling wells: Motivation and methodology. *Water Resources Research* 35, no. 11 (Novembre): 3553–3560.

Butler, James J, Geoffrey C Bohling, Zafar Hyder, et Carl D McElwee. 1994. The use of slug tests to describe vertical variations in hydraulic conductivity. *Journal of Hydrology* 156, no. 1-4 (4): 137–162.

Butler, James J, et Xiaoyong Zhan. 2004. Hydraulic tests in highly permeable aquifers. *Water Resour. Res.* 40 (12). http://dx.doi.org/10.1029/2003WR002998.

Cacas, M. C, E. Ledoux, G. De Marsily, B. tillie, A. barbreau, E. Durand, B. Feuga, et P. Peaudecerf. 1990. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network - calibration and validation .1. the flow model. *Water Resources Research* 26, no. 3 (Mars): 479–489.

Cardiff, Michael, et Peter K Kitanidis. 2008. Efficient solution of nonlinear underdetermined inverse problems with a generalized PDE model. *Computers and Geosciences* 34, no. 11: 1480-1491. doi:DOI: 10.1016/j.cageo.2008.01.013.

Cassiani, G., et Z. J. Kabala. 1998. Hydraulics of a partially penetrating well: solution to a mixed-type boundary value problem via dual integral equations. *Journal of Hydrology* 211, no. 1-4: 100 - 111. doi:DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00223-6.

Castany, G. 1979. *Principes et méthodes de l'Hydrogéologie*. 238 p. Ed. Dunod.

Chapellier, D. 1987. *Diagraphies appliquées à l'hydrogéologie*. 165 pp. Lavoisier.

Chapuis, R. P. 1998. Overdamped slug test in monitoring wells: review of interpretation methods with mathematical, physical, and numerical analysis of storativity influence. *canadian geotechnical journal* 35, no. 5: 697–719.

Chapuis, R. P, et D. Chenaf. 1998. Detecting a hydraulic short circuit along a monitoring well with the recovery curve of a pumping test in a confined aquifer: method and example. *canadian geotechnical journal* 35, no. 5 (Octobre): 790–800.

———. 2003. Effects of monitoring and pumping well pipe capacities during pumping tests in confined aquifers. *Canadian Geotechnical Journal* 40, no. 6: 1093–1103.

Chen, Chia-Shyun, et Chien-Chieh Chang. 2006. Theoretical evaluation of non-uniform skin effect on aquifer response under constant rate pumping. *Journal of Hydrology* 317, no. 3-4 (2): 190–201.

Clauser, C. 1992. Permeability of crystalline rock. *Eos Trans. AGU* 73, no. 21: 237–238.

Cooley, R. L, et A. B Cunningham. 1979. consideration of total energy-loss in theory of flow to wells. *journal of hydrology* 43, no. 1-4: 161–184.

Dane, J. H, et F. J Molz. 1991. Physical measurements in subsurface hydrology. *reviews of geophysics* 29: 270–279.

Darcy, H. P.G. 1956. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon, Exposition et Application des Principes a Suivre et des Furmules a Employer dans les Questions de Distribution d'Eau*. Paris: Victor Dalmont.

Day-Lewis, Frederick D, Paul A Hsieh, et Steven M Gorelick. 2000. Identifying Fracture-Zone Geometry Using Simulated Annealing and Hydraulic-Connection Data. *Water Resour. Res.* 36. http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900073.

Day-Lewis, Frederick D, John W. Lane, Jerry M Harris, et Steven M Gorelick. 2003. Time-lapse imaging of saline-tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography. *Water Resour. Res.* 39 (10). http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001722.

De Marsily, G. 1986. *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*. 240. Academic Press, Orlando, Florida.

Degueldre, C., et B. Wernli. 1993. Association behaviour of 241Am(III) on SiO2(amorphous) and SiO2(quartz) colloids. *Journal of Environmental Radioactivity* 20, no. 3: 151–167.

Derou, Dominique. 1995. *Optimisation neuronale et regularisation multiechelle auto-organisee pour la trajectographie de particules. Application a l analyse d ecoulements en mecanique des fluides*.

Ding, D. Y. 2004. Mise a l echelle au voisinage du puits pour simulations de reservoir. *Oil Gas Science and Technology* 59, no. 2 (Mars): 157-165. doi:10.2516/ogst:2004012.

Dokmen, F., et C. Kurtulu. 2008. Movement and flow velocity of groundwater in wells. *journal of food agriculture & environment* 6, no. 3-4 (Octobre): 470–472.

Doughty, C. 2000. Numerical model of water flow in a fractured basalt vadose zone: Box Canyon site, Idaho. *water resources research* 36, no. 12 (Décembre): 3521–3534.

Doughty, C., et C. F Tsang. 2005. Signatures in flowing fluid electric conductivity logs. *Journal Of Hydrology* 310, no. 1-4 (Août): 157–180. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.12.003.

Doughty, C., C. F Tsang, K. Hatanaka, S. Yabuuchi, et H. Kurikami. 2008. Application of direct-fitting, mass integral, and multirate methods to analysis of flowing fluid electric conductivity logs from Horonobe, Japan. *Water Resources Research* 44, no. 8 (Août): W08403. doi:10.1029/2007WR006441.

de Dreuzy, J. R, P. Davy, et O. Bour. 2002. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture. *Water Resources Research* 38, no. 12 (Décembre): 1276.

de Dreuzy, J. R., P. Davy, et O. Bour. 2001a. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research* 37, no. 8 (Août): 2065-2078.

———. 2001b. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research* 37, no. 8 (Août): 2079-2095.

Eaton, T. T, M. P Anderson, et K. R Bradbury. 2007. Fracture control of ground water flow and water chemistry in a rock aquitard. *ground water* 45, no. 5 (Octobre): 601–615.

Fetter, C. W. 1994. *Applied Hydrogeology*. 691p. Macmillan College Publishing Company.

Freeze, R. A, et J. A. Cherry. 1979. *Groundwater*. 604. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

Gapais, d, et b Barbarin. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (hermitage

massif, france). *Tectonophysics* 125, no. 4 (Mai): 357–370.

Gapais, D, JL Lagarde, C Lecorre, C Audren, P Jegouzo, AC Sainz, et J Vandendriessche. 1993. The quiberon shear zone - evidence for carboniferous extension in the variscan belt of south Brittany. *Comptes rendus de l academie des sciences serie i* 316, no. 8 (Avril 22): 1123-1129.

Gordon, Nancy D., Brian L. Finayson, et ThomasA. McMahon. 2004. *Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists*. Willey John.

Goré, B., et P. Le corre. 1987. Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère). *Bulletin de la Société Géologique de France*, rub. 3(5).

Grayson, R. B, G. Bloschl, A. W Western, et T. A McMahon. 2002. Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources* 25, no. 8-12 (Décembre): 1313–1334.

Gschwend, Philip M, et Matthew D Reynolds. 1987. Monodisperse ferrous phosphate colloids in an anoxic groundwater plume. *Journal of Contaminant Hydrology* 1, no. 3: 309–327.

Guéguen, Yves, et Victor Palciauskas. 1992. *Introduction à la physique des roches*. Hermann.

Gumiaux, C., J. P Brun, et D. Gapais. 2004. *Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (western France): Methodology and tectonic implications*. Éd. GI; Holdsworth Alsop. 224. BATH: Geological soc publishing house.

Gumiaux, Charles. 2003. Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Avril 4. http://tel.archives-ouvertes.fr/index.php?halsid=ght4lgc0aj2ak8keqr9mbppdi3&view_this_doc=tel-00003938&version=2.

H.H, Cooper, J. D Bredehoeft, et I. I Papadopulos. 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research* 3, no. 263-269.

Hanson, R. T, et T. Nishikawa. 1996a. Combined use of flowmeter and time-drawdown data to estimate hydraulic conductivities in layered aquifer systems - Reply. *GROUND WATER* 34, no. 5: 770–771.

———. 1996b. Combined use of flowmeter and time-drawdown data to estimate hydraulic conductivities in layered aquifer systems. *GROUND WATER* 34, no. 1 (Février): 84–94.

Hantush, M. S. 1961. Drawdown around a partially penetrating well. *Journal of Hydraulic Div. Procedure* 97: 83–98.

———. 1964. Hydraulics of wells. *Advance in Hydroscience* 1: 281-432.

Hao, Y. H, T. C. J Yeh, J. W Xian, W. A Illman, K. Ando, K. C Hsu, et C. H Lee. 2008. Hydraulic tomography for detecting fracture zone connectivity. *GROUND WATER* 46, no. 2 (Avril): 183–192.

Hao, Yonghong, Tian-Chyi J Yeh, Jianwei Xiang, Walter A Illman, Kenichi Ando, Kuo-Chin Hsu, et Cheng-Haw Lee. 2008. Hydraulic tomography for detecting fracture zone connectivity. *Ground Water* 46, no. 2: 183-92. doi:10.1111/j.1745-6584.2007.00388.x.

Hatfield, Kirk, Michael Annable, Jaehyun Cho, P. S. C Rao, et Harald Klammler. 2004. A direct passive method for measuring water and contaminant fluxes in porous media. *Journal of Contaminant Hydrology* 75, no. 3-4: 155–181.

Hearst, Joseph R., Philip H. Nelson, et F. L. Paillet. 2000. *Well logging for physical properties*. John Wiley & Sons, Février.

Hemker, C. J. 1999. Transient well flow in vertically heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology* 225, no. 1-2 (11): 1–18.

Hess, A. E. 1986. Identifying hydraulically conductive fractures with a slow velocity borehole flowmeter. *Canadian Geotechnical Journal* 23: 69-78.

Hess, Alfred E. E, et F. L Paillet. 1982. Application of the thermal-pulse flowmeter in the hydraulic characterization of fractured rocks. *geophysical applications for geotechnical investigations*.

Hess, K. M, S. H Wolf, et M. A Celia. 1992. Large-scale natural gradient tracer test in sand and gravel,

Cape Cod, Massachusetts, 3. Hydraulic conductivity variability and calculated macrodispersivities. *Water Resources Research* 8: 2011-2027.

Hsieh, P. A. 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geological media. Dans *Scale dependence and scale invariance in hydrology*, 335-353. Cambridge University Press.

Hunt, B. 1985. Flow to a well in a multiaquifer system. *Water Resources Research* 21, no. 11: 1637–1641.

Hunt, B., et D. Sctt. 2007. Flow to a well in a two-aquifer system. *journal of hydrologic engineering* 12, no. 2: 146–155.

Hurst, W. 1953. Establishment of the skin effect and its impediment to fluid flow into a wellbore. *Pet. Eng.* 25, no. 11: 6-16.

Illman, Walter A, Xiaoyi Liu, Shinji Takeuchi, Tian-Chyi Jim Yeh, Kenichi Ando, et Hiromitsu Saegusa. 2009. Hydraulic tomography in fractured granite: Mizunami Underground Research site, Japan. *Water Resour. Res.* 45 (1). http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006715.

Irwin, N. C, S. A Altobelli, et R. A Greenkorn. 1999. Concentration and velocity field measurements by magnetic resonance imaging in aperiodic heterogeneous porous media. *Magnetic resonance imaging* 17, no. 6 (Juillet): 909–917.

Izbicki, J. A, A. H Christensen, M. V Newhouse, G. A Smith, et R. T Hanson. 2005. Temporal changes in the vertical distribution of flow and chloride in deep wells. *Ground Water* 43, no. 4: 531–544.

Izbicki, J. A, J. Radyk, et R. L Michel. 2002. Movement of water through the thick unsaturated zone underlying Oro Grande and Sheep Creek Washes in the western Mojave Desert, USA. *Hydrogeology Journal* 10, no. 3: 409–427.

Izbicki, J. A, C. L Stamos, T. Nishikawa, et P. Martin. 2004. Comparison of ground-water flow model particle-tracking results and isotopic data in the Mojave River ground-water basin, southern California, USA. *Journal Of Hydrology* 292, no. 1-4: 30–47.

Javandel, Iraj, et Paul A Witherspoon. 1969. A Method of Analyzing Transient Fluid Flow in Multilayered Aquifers. *Water Resour. Res.* 5. http://dx.doi.org/10.1029/WR005i004p00856.

Jégouzo, P. 1980. The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 2, no. 1-2: 39-47. doi:10.1016/0191-8141(80)90032-2.

Kabala, Z. J. 1993. The dipole flow test - a new single-borehole test for aquifer characterization. *Water Resources Research* 29, no. 1 (Janvier): 99–107.

———. 1994. Measuring distributions of hydraulic conductivity and specific storativity by the double flowmeter test. *Water Resour. Res.* 30. http://dx.doi.org/10.1029/93WR03104.

Kearl, P. M. 1997. Observations of particle movement in a monitoring well using the colloidal borescope. *Journal Of Hydrology* 200, no. 1-4: 323–344.

Kearl, P. M, N. Korte, J. L Zutman, et M. Stites. 1995. Using an integrated approach for quantifying VOC source areas for site remediation. *Waste Management* 15, no. 8: 599–607.

Kearl, P. M, N. E Korte, et T. A Cronk. 1992. Suggested modifications to ground-water sampling procedures based on observations from the colloidal borescope. *ground water monitoring and remediation* 12, no. 2 (Spr): 155–161.

Kearl, P. M, N. E Korte, M. Stites, et J. Baker. 1994. Field comparison of micropurging vs traditional ground-water sampling. *ground water monitoring and remediation* 14, no. 4: 183–190.

Kearl, P. M, K. Roemer, E. B Rogoff, et R. M Renn. 1999. Characterization of a fractured aquifer using the colloidal borescope. *Advances in Environmental Research* 3, no. 1.

Kearl, P. M, R. J Zinkl, J. J Dexter, et T. Cronk. 1990. Air permeability measurements of the unsaturated bandelier tuff near los-alamos, new-mexico. *Journal Of Hydrology* 117, no. 1-4: 225–240.

Kearl, Peter m, et Kirk Roemer. 1998. Evaluation of groundwater flow directions in a heterogeneous aquifer using the colloidal borescope. *Advances in Environmental Research* 2, no. 1: 12-23.

Keiichi, Yamada, et Arakawa Hajime. 1999. Measurements of Groundwater Velocity by CCD Camera

in Field Observation Wells and Its Vertical Distribution. *Journal of Groundwater Hydrology* 41, no. 3: 193–201.

Klammler, Harald, Kirk Hatfield, et Michael D Annable. 2007. Concepts for measuring horizontal groundwater flow directions using the passive flux meter. *Advances in Water Resources* 30, no. 4: 984–997.

Knudby, C., et J. Carrera. 2005. On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources* 28, no. 4 (Avril): 405–421.

Knudby, Christen, et Jesús Carrera. 2006. On the use of apparent hydraulic diffusivity as an indicator of connectivity. *Journal of Hydrology* 329, no. 3-4: 377 - 389. doi:DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.02.026.

Korte, N., P. M Kearl, R. L Siegrist, M. T Muck, et R. M Schlosser. 2000. An evaluation of horizontal recirculation using single-well tests, pumping tests, tracer tests, and the colloidal borescope. *ground water monitoring and remediation* 20, no. 1: 78–85.

Korte, n. e, et p. m Kearl. 1991. The utility of multiple-completion monitoring wells for describing a solvent plume. *ground water monitoring and remediation* 11, no. 2: 153–156.

Kraus, N. C, Atle Lohrmann, et Ramon Cabrera. 1994. New acoustic meter for measuring 3D laboratory flows. *Journal of Hydraulic Engineering* 120, no. 3: 406–412.

Labaky, W., J. F Devlin, et R. W Gillham. 2007. Probe for measuring groundwater velocity at the centimeter scale. *environmental science & technology* 41, no. 24 (Décembre): 8453-8458.

———. 2009. Field comparison of the point velocity probe with other groundwater velocity measurement methods. *Water Resources Research* 45 (Mars): W00D30.

Lachassagne. *Hydrogéologie des aquifères de socle : un modèle conceptuel révisé, applications et perspectives de recherche*.

Lapcevic, P. A, K. S Novakowski, et F. L Pailleto. 1993. Analysis of flow in an observation well intersecting a single fracture. *Journal Of Hydrology* 15, no. 1: 229-239.

Le Borgne, T., O. Bour, J. R de Dreuzy, P. Davy, et F. Touchard. 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research* 40, no. 3.

Le Borgne, T., O. Bour, F. L Paillet, et J. P Caudal. 2006. Assessment of preferential flow path connectivity, and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal Of Hydrology* 328, no. 1-2: 347–359.

Le Borgne, T., O. Bour, et al. 2007. Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers. *Journal Of Hydrology* 345: 134–148.

Le Borgne, T., J. R de Dreuzy, P. Davy, et O. Bour. 2007. Characterization of the velocity field organization in heterogeneous media by conditional correlation. *Water Resources Research* 43.

Le Borgne, T., F. Paillet, O. Bour, et J. P Caudal. 2006. Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water* 44, no. 3: 444–452.

Le Borgne, Tanguy. 2005. Mesure in situ et modélisation de l'hétérogénéité des écoulements dans les milieux géologiques. Décembre 3. http://tel.archives-ouvertes.fr/index.php?halsid=ght4lgc0aj2ak8keqr9mbppdi3&view_this_doc=tel-00012050&version=1.

Le Druillennec, T., G. Lelsch, O. Bour, C. Tarits, G. Tymen, G. Alcalde, et L. Aquilina. 2010. Hydrogeological and geochemical control of the variations of Rn-222 concentrations in a hard rock aquifer: Insights into the possible role of fracture-matrix exchanges. *Applied geochemistry* 25, no. 3 (Mars): 345–356. doi:10.1016/j.apgeochem.2009.12.002.

Le Druillennec, Thomas. 2007. *Apport de la caractérisation de la variabilité des concentrations en radon-222 dans l'eau à la compréhension du fonctionnement d'un aquifère en milieu fracturé de socle : exemple du site de Ploemeur, Morbihan*.

Le Hebel, F, O Vidal, JR Kienast, et D Gapais. 2002. Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism

within the 'Porphyroides' of South Brittany (France). *Comptes rendus de géosciences* 334, no. 3 (Mars): 205-211.

Lee, J. Y, et K. K Lee. 1999. Analysis of the quality of parameter estimates from repeated pumping and slug tests in a fractured porous aquifer system in Wonju, Korea. *Ground Water* 37, no. 5 (Octobre): 692–700.

Lengricht, J., et K. U Graw. 2002. *Interaction of aquifer flow and observation wells detected by particle image velocimetry*. Éd. JJ; Liong Guo. SINGAPORE: World scientific publ co pte LTD.

Lo·iciga, Hugo A. 2010. Derivation Approaches for the Theis (1935) Equation. *Ground Water* 48, no. 1: 2-5.

Lods, Gerard, et Philippe Gouze. 2004. WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computers & Geosciences* 30, no. 9-10 (Décembre 12): 937–947.

Long, J. C. S, J. S Remer, C. R Wilson, et P. A Witherspoon. 1982. Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures. *Water Resour. Res.* 18. http://dx.doi.org/10.1029/WR018i003p00645.

Martinez-Landa, L., et J. Carrera. 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resources Research* 41, no. 3 (Mars): W03006.

———. 2006. A methodology to interpret cross-hole tests in a granite block. *Journal Of Hydrology* 325, no. 1-4 (Juin): 222–240.

Martinez-Landa, L., J. Carrera, J. Guimera, E. Vazquez-Sune, L. Vives, P. Meier, et T. Fierz. 2000. *Methodology for the hydraulic characterization of a granitic block*. Éd. F; Kinzelbach Stauffer. 265. WALLINGFORD: INT ASSOC HYDROLOGICAL SCIENCES.

McElwee, C. D. 2002. Improving the analysis of slug tests. *Journal of Hydrology* 269, no. 3-4 (12): 122–133.

McElwee, C. D, G. C Bohling, et J. J Butler. 1995. Sensitivity analysis of slug tests. Part 1. The slugged well. *Journal of Hydrology* 164, no. 1-4 (1): 53–67.

McElwee, C. D, J. J Butler, G. C Bohling, et W. Liu. 1995. Sensitivity analysis of slug tests Part 2. Observation wells. *Journal of Hydrology* 164, no. 1-4 (1): 69–87.

McElwee, C. D, et M. A Zenner. 1998. A nonlinear model for analysis of slug-test data. *Water Resources Research* 34, no. 1 (Janvier): 55–66.

McElwee, Carl, et Marian Kemblowski. 1990. Theory and application of an approximate model of saltwater upconing in aquifers. *Journal of Hydrology* 115, no. 1-4 (7): 139–163.

Meier, P. M, J. Carrera, et X. Sanchez-Vila. 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research* 34, no. 5: 1011–1025.

———. 1999. A numerical study on the relationship between transmissivity and specific capacity in heterogeneous aquifers. *Ground Water* 37, no. 4: 611–617.

Melling, A. 1997. Tracer particles and seeding for particle image velocimetry. *Measurement Science and Technology* 8, no. 12: 1406-1416.

Moltz, F. J, R. H Morin, A. E Hess, J. G Melville, et O. Guven. 1989. The impeller meter for measuringaquifer permeabilityvariations: evaluationandcomparisonwithother tests. *Water Resources Research* 25, no. 7: 1677–1683.

Molz, F. J, et J. G Melville. 1996. Combined use of flowmeter and time-drawdown data to estimate hydraulic conductivities in layered aquifer systems - Discussion. *GROUND WATER* 34, no. 5: 770–770.

Molz, F. J, R. H Morin, A. E Hess, J. G Melville, et O. Güven. 1989. The Impeller Meter for Measuring Aquifer Permeability Variations Evaluation and Comparison With Other Tests. *Water Resources Research* 25, no. 7: 1677-1683. doi:10.1029/WR025i007p01677.

Molz, F. J, et S. C Young. 1993. flowmeter measurements, Hydrogeologie, 2:163-174. Development

and application of borehole flow meters for environmental assessment, *The Log Analyst* 34: 13-23.

Molz, F. J., G. K. Boman, S. C. Young, et W. R. Waldrop. 1994. Borehole Flowmeters - Field Application and Data-Analysis. *Journal of Hydrology* 163, no. 3-4 (Décembre 15): 347-371.

Momii, k, k Jinno, et f Hirano. 1993. Laboratory studies on a new laser doppler-velocimeter system for horizontal groundwater velocity-measurements in a borehole. *Water Resources Research* 29, no. 2: 283–291.

Moreau, F., O. Dauteuil, O. Bour, et P. Gavrilenko. 2006. GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany). *Terra Nova* 18, no. 1 (Février): 50–54. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00659.x.

Neuman, S. P, et Witherspoon P. A. 1969. Theory of flow in a confined two aquifer system. *Water Resources Research* 5, no. 4: 803-816.

Newhouse, M. W, et R. T Hanson. 2000. Application of three-dimensional borehole flow measurements to the analysis of seawater intrusion and barrier injection systems, Los Angeles, California, Dans *Seventh International Symposium on Borehole Geophysics for Minerals*. Los Angeles, California.

Newhouse, M. W, J. A Izbicki, et G. A Smith. 2005. Comparison of velocity-log data collected using impeller and electromagnetic flowmeters. *Ground Water* 43, no. 3 (Juin): 434–438.

Nield, D. A. 2008. Connectivity and effective hydraulic conductivity. *TRANSPORT IN POROUS MEDIA* 74, no. 2 (Septembre): 129–132.

Nield, D. A. 1993. *Convection in Porous Media*. New York: Springer-Verleg Inc.

Novakowski, Kent, Greg Bickerton, Pat Lapcevic, John Voralek, et Nathalie Ross. 2006. Measurements of groundwater velocity in discrete rock fractures. *Journal of Contaminant Hydrology* 82, no. 1-2: 44 - 60. doi:DOI: 10.1016/j.jconhyd.2005.09.001.

Oswald, John G, et Motomu Ibaraki. 2001. Migration of colloids in discretely fractured porous media: effect of colloidal matrix diffusion. *Journal of Contaminant Hydrology* 52, no. 1-4: 213–244.

Paillet, F. 1993. Using Borehole Geophysics and Cross-Borehole Flow Testing to Define Hydraulic Connections Between Fracture-Zones in Bedrock Aquifers. *Journal of Applied Geophysics* 30, no. 4: 261-279.

Paillet, F. L. 1983. Acoustic Characterization of Fracture Permeability At Chalk River, Ontario. *Canadian Geotechnical Journal* 20, no. 3: 468-476.

———. 1996. High-Resolution Flowmeter Logging Applications with the Heat-Pulse Flowmeter. *Journal of Environmental engineering geophysics* 1, no. 1: 1-11.

———. 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *water resources research* 34, no. 5: 997-1010.

———. 2001. Hydraulic head applications of flow logs in the study of heterogeneous aquifers. *Ground Water* 39, no. 5: 667-675.

Paillet, F. L, et C. H Cheng. 1986. A Numerical Investigation of Head Waves and Leaky Modes in Fluid-Filled Boreholes. *Geophysics* 51, no. 7: 1438-1449.

Paillet, F. L, et R. E. Crowder. 1996. A generalized approach for the interpretation of geophysical well logs in ground-water studies - Theory and application. *Ground Water* 34, no. 5: 883-898.

Paillet, F. L, et D. Goldberg. 1991. Acoustic Televiewer Log Images of Natural Fractures and Bedding Planes in the Toa-Baja Borehole, Puerto-Rico. *Geophysical Research Letters* 18, no. 3: 501-504.

Paillet, F. L, et K. Kim. 1987. Character and Distribution of Borehole Breakouts and Their Relationship to Insitu Stresses in Deep Columbia River Basalts. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 92, no. B7: 6223-6234.

Paillet, F. L., et B. S. Allen. 1995. comparison of flowmeter estimates of fracture zone permeability with he results of conventional straddl-packer injection tests. *MGLS Symposium, Santa Fe, New Mexico*.

Papadopoulos, I. S, et H.H Cooper Jr. 1967. Drawdown in a well of large diameter. *Water Resources Research* 3, no. 87: 83–98.

Papadopulos, I. S. 1966. Nonsteady flow to multiaquifer wells. *Journal of Geophysical Research* 71, no. 20: 4791-4797.

Papadopulos, S. S, J. D Bredehoeft, et H. H Cooper Jr. 1973. On the Analysis of 'Slug Test' Data: Water Resources Research. *Water Resources Research* 9, no. 4: 087-1089.

Perina, Tomas. 2010. Derivation of the Theis (1935) Equation by Substitution. *Ground Water* 48, no. 1: 6-7.

Perrot, J. 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France (vol 162, pg 935, 2005). *Geophysical Journal International* 163, no. 3 (Décembre): 1136-1136. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02822.x.

Perrot, J., P. Arroucau, J. Guilbert, J. Déverchère, Y. Mazabraud, J. Rolet, A. Mocquet, M. Mousseau, et L. Matias. 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophysical Journal International* 162, no. 3 (9): 935-950. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x.

Rehbinder, G. 1999. A comparison of two equivalent solutions of the diffusion equation. *Numerical Methods for Partial Differential Equations* 15, no. 6: 657-671.

Rehfeldt, K. R, J. M boggs, et L. W Gelhar. 1992. field-study of dispersion in a heterogeneous aquifer .3. geostatistical analysis of hydraulic conductivity. *Water Resources Research* 28, no. 12: 3309–3324.

Rehfeldt, K. R, L. W Hufschmied, et Gelhar. 1989. Measuring hydraulic conductivity with the borehole flowmeter. *Electric Power Research Institute*.

Reilly, T. E, O. L franke, et G. D Bennett. 1989. Bias in groundwater samples caused by wellbore flow. *Journal of Hydraulic Engineering* 115, no. 2 (Février): 270–276.

Renard, P. 2005a. The future of hydraulic tests. *Hydrogeology Journal* 13, no. 1 (Mars): 259–262. doi:10.1007/s10040-004-0406-5.

———. 2005b. Approximate discharge for constant head test with recharging boundary. *GROUND WATER* 43, no. 3 (Juin): 439–442.

Renard, P., D. Glenz, et M. Mejias. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* 17: 589–600.

Ruelleu, S, F Moreau, O Bour, D Gapais, et G Martelet. 2010. Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics* 70, no. 2 (Février): 161-168. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.007.

Ruud, N. C, et Z. J Kabala. 1996. Numerical evaluation of flowmeter test interpretation methodologies. *Water Resources Research* 32, no. 4 (Avril): 845–852.

Ruud, N. C., et Z. J. Kabala. 1997. Numerical evaluation of the flowmeter test in a layered aquifer with a skin zone. *Journal of Hydrology* 203, no. 1-4: 101 - 108. doi:DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00091-7.

Ryan, J. N, et M. Elimelech. 1996. Colloid mobilization and transport in groundwater. *Colloids and surfaces a-physicochemical and engineering aspects* 107 (Février): 1–56.

Sanchez-Vila, X., P. M Meier, et J. Carrera. 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *WATER RESOURCES RESEARCH* 35, no. 4: 943–952.

Sanford, W. 2002. Recharge and groundwater models: an overview. *hydrogeology journal* 10, no. 1 (Février): 110–120.

Scanlon, Bridget, Richard Healy, et Peter Cook. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10, no. 1 (2): 18–39.

Schulz, E. F, R. H Wilde, et M. l Albertson. 1954. Influence of shape on the fall velocity of sedimentary particles. *Colorado A & M Research Foundation report to the Missouri River division of the corps of engineers* 5. MD sediment.

Scott, C James, Richard A Jepsen, Beauheim Richard L, William H Pedler, et Wayne A. l Mandel. 2006. Simulations to Verify Horizontal Flow Measurements from a Borehole Flowmeter. *Ground Water* 44, no. 3: 394-405.

Shapiro, A.M, et P.A Hsieh. 1994. Overview of research at the Mirror Lake site: use of hydrologic, geophysical and geochemical methods to characterize flow and transport in fractured rocks. *S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program-Proceedings of the technical meeting,*

Shapiro, Allen M. 1989. Interpretation of Oscillatory Water Levels in Observation Wells During Aquifer Tests in Fractured Rock. *Water Resour. Res.* 25. http://dx.doi.org/10.1029/WR025i010p02129.

Singh, S. K. 2009. Simple Model for Analyzing Transient Pumping from Two Aquifers without Cross Flow. *Journal of irrigation and drainage engineering* 135, no. 1: 102–107.

Stephens, D. B, et K. R Rehfeldt. 1985. evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in a fine sand. *soil science society of america journal* 49, no. 1: 12–19.

Stephenson, Kyle M, et Kentner S Novakowski. 2006. The analysis of pulse interference tests conducted in a fractured rock aquifer bounded by a constant free surface. *Journal of Hydrology* 319, no. 1-4 (3): 109–122.

Straface, S. 2009. Estimation of transmissivity and storage coefficient by means of a derivative method using the early-time drawdown. *Hydrogeology Journal* 17, no. 7 (Novembre): 1679–1686. doi:10.1007/s10040-009-0509-0.

Stumm, W. 1977. Chemical interaction in partical separation. *environmental science & technology* 11, no. 12: 1066–1070.

Stumm, Werner. 1993. Aquatic colloids as chemical reactants: surface structure and reactivity. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects* 73: 1–18.

Sudicky, E. A, A. J. A Unger, et S. Lacombe. 1995. A Noniterative Technique for the Direct Implementation of Well Bore Boundary Conditions in Three-Dimensional Heterogeneous Formations. *Water Resour. Res.* 31, no. 2: 411-415.

SzÈkely, Ferenc, et Attila Galsa. 2006. Interpretation of transient borehole flow metering data in a fissured granite formation. *Journal of Hydrology* 327, no. 3-4 (8/20 8): 462–471.

Tarits, C., L. Aquilina, V. Ayraud, H. Pauwels, P. Davy, F. Touchard, et O. Bour. 2006. Oxido-reduction sequence related to flux variations of groundwater from a fractured basement aquifer (Ploemeur area, France). *Applied geochemistry* 21, no. 1 (Janvier): 29–47. doi:10.1016/j.apgeochem.2005.09.004.

Taylor, K., S. Wheatcraft, J. Hess, J. Hayworth, et F. Molz. 1990. evaluation of methods for determining the vertical-distribution of hydraulic conductivity. *GROUND WATER* 28, no. 1 (Février): 88–98.

Theis, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Eos Trans AGU* 16: 519-524.

Tiedeman, C. R, D. J Goode, et P. A Hsieh. 1998. Characterizing a ground water basin in a new England mountain and valley terrain. *Ground Water* 36, no. 4 (Août): 611–620.

Tiedeman, C. R., D. J. Goode, et P. A. Hsieh. 1998. Characterizing a ground water basin in a new England mountain and valley terrain. *ground water* 36, no. 4 (Août): 611-620.

Tongpenyai, Y. 1981. The effect of wellbore storage and skin on interference test data. *J. Pet. Technol.,* 33, no. 151-160.

Trinchero, P., X. Sanchez-Vila, N. Copty, et A. Findikakis. 2008. A new method for the interpretation of pumping tests in leaky aquifers. *Ground Water* 46, no. 1 (Février): 133–143. doi:10.1111/j.1745-6584.2007.00384.x.

Tsang, C. F, et C. Doughty. 2003. Multirate flowing fluid electric conductivity logging method. *Water Resources Research* 39, no. 12 (Décembre): 1354. doi:10.1029/2003WR002308.

Tsang, Y. W., C. F. Tsang, F. V. Hale, et B. Dverstorp. 1996. Tracer transport in a stochastic continuum model of fractured media. *Water Resources Research* 32, no. 10 (Octobre): 3077-

3092.

Van Deun, J., et R. Cools. 2006. *A Matlab implementation of an algorithm for computing integrals of products of Bessel functions*. Éd. A; Takayama Iglesias. Vol. 4151. Berlin: Springer-verlag berlin.

Vasco, D. W, et K. Karasaki. 2001. Inversion of pressure observations: an integral formulation. *Journal Of Hydrology* 253, no. 1-4 (Novembre): 27–40.

Viotti, P. 1997. Scaling properties of tracer trajectories in a saturated porous medium. *Transport in porous media* 27, no. 1 (Avril): 1–16.

Walton, William Clarence. 2006. *Aquifer test modeling*. CRC Press, Novembre.

Watts, M. J., et G. D. Williams. 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology* 1, no. 4: 323-332. doi:10.1016/0191-8141(79)90007-5.

Westerweel, J. 1993. *Digital Particle Image Velocimetry-theory and Application*. Éd. Delft University of Technology. The Netherlands: Delft University of Technology.

Westerweel, J., D. Dabiri, et M. Gharib. 1997. The effect of a discrete window offset on the accuracy of cross-correlation analysis of digital PIV recordings. *Experiments in Fluids* 23, no. 1 (05/15 5): 20–28.

Wheatcraft, s. w, et f Winterberg. 1985. steady-state flow passing through a cylinder of permeability different from the surrounding medium. *Water Resources Research* 21, no. 12: 1923–1929.

Willert, C. E, et M. Gharib. 1991. Digital particle image velocimetry. *Experiments in Fluids* 10, no. 4 (1): 181–193.

Williams, J. H, et F. L Paillet. 2002. Using flowmeter pulse tests to define hydraulic connections in the subsurface: a fractured shale example. *Journal Of Hydrology* 265, no. 1-4 (Août): 100–117.

Wu, C. M, T. C. J. Yeh, J. F. Zhu, T. H. Lee, N. S. Hsu, C. H. Chen, et A. F. Sancho. 2005. Traditional analysis of Comparing apples to oranges? *Water Resources Research* 41, no. 9 (Septembre 2).

Wu, Y. S, C. H Lee, et J. L Yu. 2008. Effects of hydraulic variables and well construction on horizontal borehole flowmeter measurements. *Ground water monitoring and remediation* 28, no. 1 (Win): 65–74.

Wyns, R. 1998. Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin versant lozérien de la truyère (lozère, massif-central). *Technical Report R 40191, BRGM*.

Xiang, J. 1995. The evaluation of the flowmeter test in three-layer aquifers and the influence of disturbed zones. *Journal of Hydrology* 166, no. 1-2 (3): 127–145.

Yeh, Hund-Der, Shaw-Yang Yang, et Huan-Yi Peng. 2003. A new closed-form solution for a radial two-layer drawdown equation for groundwater under constant-flux pumping in a finite-radius well. *Advances in Water Resources* 26, no. 7: 747–757.

Zhu, J. F., et T. C. J. Yeh. 2005. Characterization of aquifer heterogeneity using transient hydraulic tomography. *Water Resources Research* 41, no. 7 (Juillet 26).

———. 2006. Analysis of hydraulic tomography using temporal moments of drawdown recovery data. *Water Resources Research* 42, no. 2 (Février 1).

Zinn, Brendan, et Leonard Konikow. 2007. Effects of intraborehole flow on groundwater age distribution. *Hydrogeology Journal* 15, no. 4 (6): 633–643.

Zitoun, K. B, S. K Sastry, et Y. Guezennec. 2001. Investigation of three dimensional interstitial velocity, solids motion, and orientation in solid-liquid flow using particle tracking velocimetry. *International journal of multiphase flow* 27, no. 8 (Août): 1397–1414

R.G. Agarwal, R. Al-Hussaing, and H.J. Ramey, *An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow: I. analytical treatment*., Petrology Engeniering **10** (1970), 279–289.

Annexes

Annexe 1 : Méthodes géophysiques de caractérisation des structures

Dans ce paragraphe, nous exposons les différentes diagraphies réalisées sur le forage SC39 et sur les forages F32, F38, F19 Du Chapitre 1. Bien que de nombreux outils de diagraphies soient disponibles pour caractériser les fluides en forage et les flux, seules seront exposées dans ce paragraphe les diagraphies permettant de caractériser les propriétés du milieu solide. Sur le forage SC39, un ensemble de diagraphies (électrique, acoustique, optique, radioactivité naturelle, susceptibilité magnétique et trajectométrie) est disponible car elles ont été effectuées avant tubage. Sur les autres forages déjà tubés, seules des données de radioactivité naturelle et de résistivité électrique (tubages crépinés) sont disponibles. J'ai participé à l'acquisition des données acquises sur le forage SC39 avec la SEMM logging. J'ai également participé à la réalisation du rapport et au pointage des structures. D'autres données complémentaires, notamment électriques, ont été acquises grâce aux outils dont dispose le laboratoire.

Diagraphie gamma ray total (SEMM)

Un premier indicateur de la lithologie est le gamma ray naturel. La diagraphie de gamma ray naturel mesure le rayonnement gamma émis par le potassium (élément majeur) et les éléments fils de l'uranium et du thorium (éléments traces) en fonction de la profondeur (Killeen et al., 1982). Le gamma ray naturel est très employé pour la cartographie des lithologies étant donné que la teneur de ces radioéléments naturels varie d'un type de roche à l'autre. Dans les bassins sédimentaires, les méthodes de corrélation stratigraphique reposent beaucoup sur cette méthode simple, qui permet de distinguer les alternances d'argiles et de sables. Dans les roches cristallines, le signal dépend de la nature de la roche (granite ou micaschiste par exemple), mais aussi du degré d'altération et de la présence éventuelle d'argiles. L'un des intérêts majeurs de cette méthode est sa facilité d'utilisation puisqu'elle peut être utilisée en tubage PVC, crépiné ou non.

Diagraphie électrique.

La diagraphie électrique repose sur une mesure de résistivité apparente [Ohm.m] qui dépend de la lithologie, du fluide présent dans le forage, du dispositif de mesure mais aussi du diamètre du forage et du tubage (Hearst et al., 2000). Les propriétés de résitivité électrique varient sur une très large gamme de valeur allant de 0.1 à 100000 ohm.m (Figure 6.1). On remarquera que les roches dites métamorphiques non altérées ont des gammes de résistivité supérieure à 1000 ohm.m, tandis que les eaux souterraines se caractérisent par des valeurs beaucoup plus faibles. On s'attend donc à un à deux ordres de grandeur de variation entre des mesures faites d'une part dans des niveaux poreux, perméables et très conducteurs et d'autre part sur la roche saine peu poreuse et imperméable.

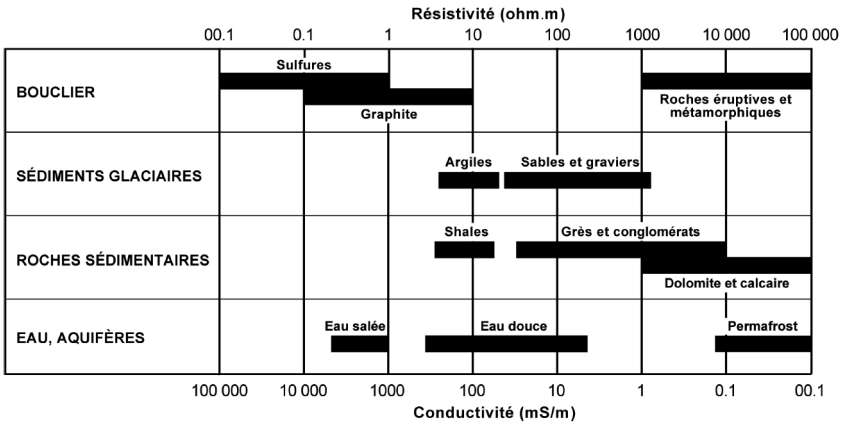

Figure 6.1 : exemple de gamme de résistivité et de conductivité de différente roche et différent type d'eau (Chapellier,1987).

Différents dispositifs de sonde permettent l'acquisition de la résistivité (single point, sonde normale, latérolog sonde focalisée). Afin d'obtenir une meilleure résolution et à cause de la forte variabilité spatiale des structures, nous avons opté pour une sonde latérale focalisée (DLL3) Dual latérologue acquise chez Géovista. Cet outil a la particularité d'être moins intégrateur car le faisceau de courant est de 30 cm de large. L'outil permet une pénétration plus importante dans la roche et une résolution verticale plus fine. La mesure se fait selon deux profondeurs d'investigation. Sur le même graphique seront présentées les données corrigées de résistivité [ohm.m] investigation profonde (RLLD) et investigation en champ proche (RLLS).

Afin de palier les effets de tubage une correction a été apportée sur la mesure de résistivité électrique suivant la relation $R_a corrigé$=0,69*R_a (Serra et al., 1979,

Chapellier , 1987). Cette correction intègre la géométrie du forage et la présence du tubage. De plus, comme les mesures ont été effectuées après tubage, nous avons filtré les pics de résistivité liés aux raccords de tubage crépinés (situé tous les trois mètres). Deux courbes sont obtenues, l'une en champ proche (RLLS) et une en champ éloigné (RLLD).

Diagraphie électromagnétique

Tout comme les outils de diagraphie électrique, la diagraphie électromagnétique ou conductivité inductive, permet d'obtenir la conductivité apparente du milieu [mohm.m^{-1}] du milieu par induction magnétique. Cette approche permet de travailler aussi bien dans un forage sec que noyé (Serra et al., 1979).

Diagraphie de susceptibilité magnétique (SEMM)

La diagraphie magnétique mesure la susceptibilité magnétique | [-] dans le forage. De façon générale la susceptibilité magnétique détermine la capacité de la roche à acquérir une aimantation induite ou à avoir une aimantation propre (aimantation rémanente). La mesure de susceptibilité magnétique peut donner une information rapide sur le caractère ferromagnétique de la roche (magnétites par exemple). Cette information peut être utilisée comme facteur d'homogénéité de la roche ou un marqueur lithologique. Il peut être utilisé comme un marqueur d'altération de la roche. En effet, les minéraux ferromagnétiques primaires peuvent être altérés en élément secondaire plus ou moins magnétique (magnétite en hématite). Par conséquent, dans un massif de roche homogène ayant une forte susceptibilité magnétique, une zone de plus faible intensité pourra être interprétée comme une zone d'altération (Serra et al., 1979).

Diagraphie acoustique (SEMM)

L'étude du train d'onde émit par une sonde acoustique, traversant un milieu sont dépendant des propriétés élastiques de ce milieu. Cette information peut permettre de remonter à la porosité du milieu. Les ondes P et S dépendent des coefficients mécaniques de la roche qui dépendent eux même de la porosité et de la nature du fluide présent (Guéguen et Palciauskas, 1992).

La sonde se compose d'un émetteur et d'un récepteur qui enregistre les temps d'arrivée et les amplitudes des signaux sismiques des ondes P, des ondes S et des ondes de Stoneley (Hearst et al., 2000). Cet outil mesure les ondes directes réfractées

à l'aide de 4 récepteurs placés le long de la sonde. La profondeur de pénétration est d'environ une longueur d'onde et est donc fonction de la fréquence de la source et de la vitesse des ondes dans le milieu investigué. Les fréquences sources typiques varient de 10 à 30 kHz et les vitesses de l'onde de pression dans les roches dures varient de 3 à 6 km/s. Dans le cas de notre étude, l'investigation des ondes sismiques est faible, de l'ordre de quelques centimètres autour du forage (vitesse ≈ 5000m/s, fréquence = 30kHz).

Diagraphie d'imagerie de paroi (SEMM)

Dans des forages non tubés, nous pouvons effectuer des investigations sur les parois. Deux outils principaux permettent de réaliser ces travaux : Le BoreHole TeleViewer (BHTV) et l'Optical TeleViewer (OPTV). L'OPTV est un outil de caractérisation optique. Via un couplage entre une camera CCD et un miroir conique, on obtient alors une imagerie haute résolution des parois du forage sur 360° avec une résolution de 1 mm/pixel. A partir de cette image, il est alors possible de connaître les caractéristiques lithologiques dans leurs vraies couleurs (RGB). L'image de paroi est géoréférencée, le pointage des structures et des fractures sur cette image permet de retrouver leurs orientations et la position dans l'espace. La qualité des données est bien sur très dépendante de la turbidité du milieu. Lorsque l'eau est trop chargée en particules ou dans le cas de présence de boue, il reste possible d'utiliser le BoreHole TeleViewer (BHTV). Le BHTV est un appareil d'imagerie acoustique qui fournit une image de paroi via un émetteur récepteur rotatif acoustique. Développé à l'origine pour une investigation pétrolière, cet outil permet d'avoir une image sur 360° d'une résolution de 2 mm/pixel. Dans des eaux turbides ou dans des boues à faible impédance acoustique ; il permet d'obtenir le diamètre du forage et l'état mécanique de la paroi (réflexion sur la paroi plus ou moins importante). Les données récoltées sont orientées et localisées en profondeur. Ces deux outils seront notamment utilisés pour caractériser le système de fracturation.

Annexe 2 : Ruelleu et al. 2010, Journal of Applied Geophysics

Journal of Applied Geophysics 70 (2010) 161–168

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo

Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France)

S. Ruelleu [a], F. Moreau [a], O. Bour [a,*], D. Gapais [a], G. Martelet [b]

[a] *Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France*
[b] *BRGM, 3 av. Claude Guillemin, BP6009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

ARTICLE INFO

Article history:
Received 16 April 2009
Accepted 17 December 2009

Keywords:
Fractured rocks
Gravity
Gravity modeling
Crystalline rocks
Groundwater

ABSTRACT

Classically, geological surveys of water resources in hard-rock aquifers are made from aerial photographs or geophysical techniques that basically permit to detect vertical features. On the other hand, aquifers only linked to vertical structures are very limited in space and offer in most cases very poor water resources. In the present case, we do show that an outstanding aquifer in Brittany is linked to a geological context associated with low-angle faults possibly directly connected with vertical feeders. In particular, we show through a high-resolution gravimetric survey that the highly fractured contact between granite and micaschists, which constitutes the main path for groundwater flow, is a gently dipping structure. Combined gravimetric, magnetic and geological data allowed us to establish the overall aquifer geometry by running a three-dimensional forward model. In addition, details about the shape of the contact have been obtained using an iterative scheme based on the method of Oldenburg (1974). The gravimetric model confirms the presence of sub-vertical faults that may constitute important drains for the aquifer recharge. Thus, the geological context associated with exceptional water resources for this crystalline aquifer is characterized by a sub-horizontal to gently dipping contact between granite and micaschists. Only such a geological context can allow sufficient recharge to provide the main water supply for a town of 18,000 inhabitants at an average rate of about a billion of cubic meter per year since 1991. Thus, instead of looking for possible vertical structures like in classical hard-rock hydrogeology, it appears much more efficient to detect sub-horizontal permeable fractures and faults for providing consistent water resources.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

At the global scale, the distribution of water resources depends highly on climate and geological environment. The climate governs the hydrologic cycle and controls the amount of renewable water in the watersheds. On the other hand, the geological conditions control the storage of part of the renewable water in the aquifers. Due to their low permeability and porosity, crystalline or more generally basement aquifers are often considered as poor water resources. Nevertheless, increasing interest is given to such areas because they are widespread and because of the increasing need for water supplies. Particular interest is given to rock fractures that may enhance the rock permeability by three to four orders of magnitude (Kiraly, 1975; Clauser, 1992; Aquilina et al., 2004). For instance, the main water resources in Africa often come from groundwater resources located in fractures within crystalline rocks (Wright et al., 1994).

A major problem in water resource prospecting in crystalline rocks is the detection of the permeable fractures where the flow is localized. Hence, many boreholes drilled in crystalline rocks are often unproductive because most of them have not crossed water-bearing fractures (Boeckh, 1992). Hydrogeological surveys in crystalline terrains are classically based on large-scale satellite imaging or aerial mapping of fractures (Sander, 2007), and on local-scale geophysical and geological prospecting (Telford et al., 1990). Large-scale satellite or aerial imagery may be useful to localize lineaments and shallow weathered areas that may locally provide some valuable water resources. It may be also very helpful to detect potential water drains as well as to image the variability of fracture density (Sander, 2007). Such information may be critical to identify a potential prospecting site. The power of such analysis is nevertheless highly dependent on vegetation cover and degree of weathering. Moreover, even when correct conditions are encountered, satellite or aerial mapping in zones of limited relief is more efficient for detecting sub-vertical fractures than gently dipping ones at a low-angle to the mapping surface. On the other hand, a complementary prospecting tool is provided by geological maps that show contacts between different geological units and associated structural discontinuities.

Results obtained through these methods are often combined with those of classical geophysical methods. Traditionally, electrical and electromagnetic methods are the most popular geophysical tools for

* Corresponding author.
E-mail address: olivier.bour@univ-rennes1.fr (O. Bour).

0926-9851/$ – see front matter © 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.007

groundwater exploration in crystalline rocks (Meju, 2002). Ground penetrating radar (Stevens et al., 1995; Travassos and Menezes, 2004), VLF (Very Low Frequency) (Sharma and Baranwal, 2005) or electrical surveys (Meju et al., 2002; Subba, 2003) are also used to investigate relatively small scale systems at shallow depths down to 100 m. However, these techniques are again more convenient for detecting sub-vertical fractures than sub-horizontal ones, especially where there is no change of rock properties on both sides of the fractures.

Although steep faults may be good drains for surface water, they may constitute only limited reservoirs since recharge may be efficient only quite near such structures in hard-rock aquifers. Conversely, flat-lying or gently dipping permeable structures may provide more water resources due to the larger surface extent of the reservoir that may be much better recharged. Indeed, the recharge of such hard-rock aquifers may be highly dependent on the dip of the main permeable structures since it may fix the extent of the hydrogeological catchment. The role of such low dipping high permeable structures seems to be particularly remarkable at the site of Ploemeur, in South Brittany (Fig. 1). This basement aquifer has been used for water supply at a rate of about 10^6 m^3 per year since 1991 (Touchard, 1999), which is much higher than other water supplies detected in the basement rocks of the region. It implies a good recharge of the aquifer that cannot be achieved through a sub-vertical fracture only. Indeed, such a pumping rate implies recharge over a surface of a few kilometers square, typically between 3 and 8 km^2 considering a reasonable infiltration rate of about 150 to 350 mm/year. Such a recharge area may be compatible with a horizontal or gently dipping permeable reservoir in order to drain over a sufficient surface. In order to confirm this hypothesis, we tried to image through a gravity inversion, the geological context providing such favorable conditions for water supply in the hard-rock aquifer of the Ploemeur area.

2. Hydrogeological setting

The Ploemeur site is located on the south coast of Brittany near the city of Lorient (Fig. 1). The region consists of tectonic units developed during the Hercynian orogeny. The tectonic history is marked by numerous syn-kinematic intrusions of crust-derived leucogranites of upper-Carboniferous age. The pumping site is located in the direct vicinity of the contact between one of these leucogranites, the Ploemeur granite, and its overlying country rocks (the micaschists "du Pouldu") (Figs. 1 and 2) (Horenberger, 1969; 1/50,000 geological map). The syntectonic Ploemeur granite is a laccolith emplaced at 304 ± 4 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985). Overall, the granite is poorly deformed (Fig. 2), except along its roof marked by pervasive mylonites developed during granite emplacement (Fig. 2) (1/50 000 geological map). According to geological interpretations, the laccolith has a limited thickness (Audren et al., 1993) and is shallowly rooted, at approximately 1 km depth (Vigneresse, 1983). North of Ploemeur, around the Guidel

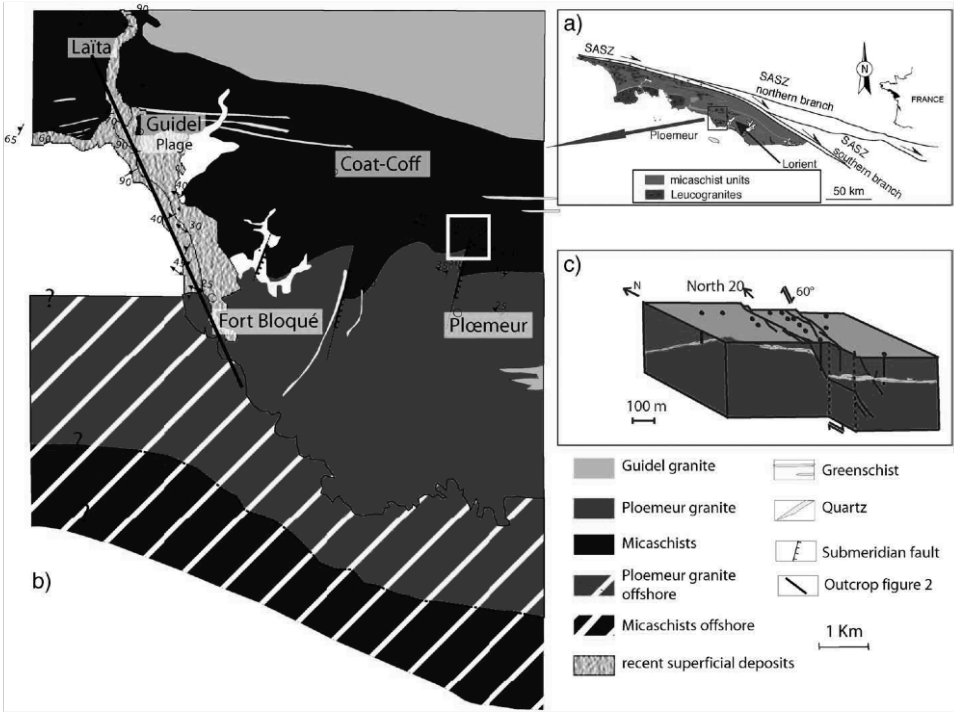

Fig. 1. a) Geological context of the Ploemeur area within South Brittany. SASZ, South Armorican Shear Zone. b) Synthetic geological map of Ploemeur area (modified after Horenberger, 1969; Audren et al., 1993; Touchard, 1999). c) Schematic 3D diagram of Ploemeur aquifer geology showing the regional contact dipping toward the north and the N20 dextral normal fault (Le Borgne et al., 2004 modified). This schematic diagram of the pumping area is not scaled but corresponds roughly to the area within the white square on b.

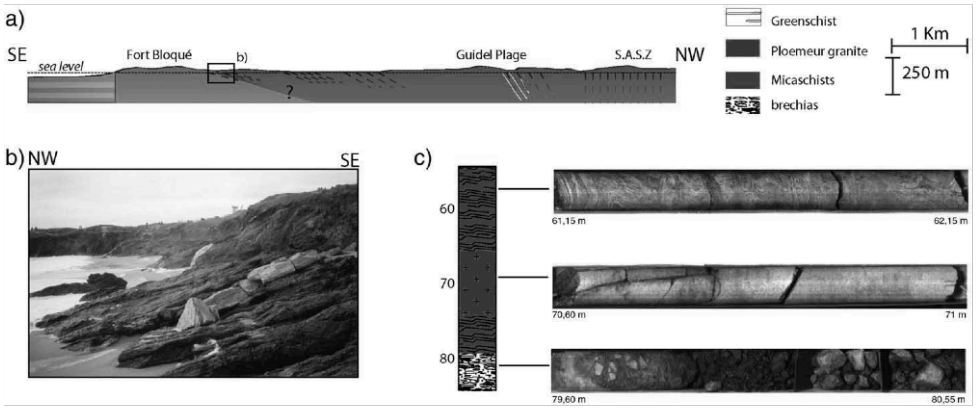

Fig. 2. a) Simplified north–south geological cross-section. Dashed lines mark foliation. SASZ, South Armorican Shear Zone. b) Photograph showing aspects of contact zone between granite and overlying micaschists, marked by granite and pegmatite dykes. c) Borehole cores of micaschists, granite, and breccias encountered within the water supply zone. Core diameter is 8 cm.

Plage area (Fig. 1), the micaschists are locally associated with greenschist units (metabasites consisting of hornblende–chlorite–albite–epidote assemblages) that strike east–west and dip steeply to the north (around 70–90°) (Figs. 1 and 2).

At the local scale, a structural analysis reported by Touchard (1999) and outcrop observations showed that the pumping site is located at the intersection of two main structures: the contact zone between granite roof and overlying micaschists, and a steeply dipping fault striking North 20°, with combined dextral strike-slip and normal components (Fig. 1). At the map scale, the contact between granite and micaschists dips moderately to the north (around 30°) and is affected by the fault (Fig. 2).

Despite the low permeability of the lithologies encountered (Clauser, 1992), this confined aquifer has provided valuable water resources since 1991 for a town of about 18,000 inhabitants. The initiation of the water production led to a large decline of water levels in the first years of exploitations, but since 1997, the water level stopped declining. Note that the pumping site is quite small with most boreholes located within a kilometer squared (white square on Fig. 1b).

At the local scale, hydrogeology of the area is marked by highly heterogeneous terrains (Le Borgne et al., 2006, 2007), as expected for crystalline basement (Clauser, 1992). All boreholes drilled south of the contact zone, within the granite, were found unproductive. The overlying micaschists are more permeable, but cannot be considered as a valuable water reservoir since boreholes drilled within micaschists were found to be poorly productive. However, few boreholes drilled along the contact were found to be highly producing (Touchard, 1999). Total air lift flows measured at the end of each drilling varied from 10 to about 100 m^3/h. The most productive boreholes are marked by great water inflows localized within the contact zone between granite and micaschists (Touchard, 1999). Thus, the most permeable feature is found at the interface between the granitic intrusion and the overlying micaschists.

Both field observations and boreholes show that this contact is gently dipping and marked by mylonites and pegmatite-bearing breccias. At depth, the dip and extent of this structure are unknown, but are critical for assessing its potential importance in the water budget of the aquifer.

The contact zone at the granite roof consists of alternating deformed granitic sheets and enclaves of micaschists, pegmatite and aplite dykes, as well as quartz veins. To better constrain the geometry of the contact zone that separates two lithologies of different densities, we performed a gravity survey. This approach was possible because of a significant density contrast between granitic rocks and country rocks. We used an interactive comparison between modeled and measured potential fields to provide a best adjustment of the model.

3. Methodology

To image the contact zone from gravity methods, our approach used three steps: *i*) a field survey to obtain a 50-meter gravity grid map of the area, *ii*) preliminary 3D geometrical and forward gravity modeling, and *iii*) inverse modeling of the geometry of the contact zone.

The gravity survey yielded a Bouguer anomaly map (Fig. 3) with 180 measurement points for a surface area of about 20 km^2. Each point was measured with a Scintrex CG3M (Seigel et al., 1995) and geo-referenced with a global positioning system. Points of measurements were first combined with measurements made for the French National database CGF65 (Grandjean et al., 1998) (Fig. 3a). Points were then interpolated to produce a regular gravity grid map with a 50-meter spacing (Fig. 3b). Standard gravity corrections (Xiong and Gotze, 2001) were applied: free air correction (Heiskanen and Moritz, 1967), Bouguer correction, plateau correction and terrain corrections (Nowell, 1999). We choose a Bouguer reduction density of 2.63 g/cm^3, consistent with the density of the Ploemeur granite. To obtain the Bouguer anomalies, data were reduced to the Hayford 1930 ellipsoid. These data have been integrated within the French National database CGF65 (Grandjean et al., 1998; Martelet et al., 2002). These additional data permit obtaining a regular sampling that reduces interpolation errors. The uncertainty of each measurement is about ±0.3 mgal. The Bouguer anomaly outlines the influence of objects beneath the measured point. It is positive and negative for excess or deficiency of mass with respect to a density of 2.63 g/cm^3, respectively (Naudy and Neuman, 1964; Ervin, 1977).

In the second step, we built a preliminary 3D geometrical model to infer the possible geometry at depth of the contact zone at a regional scale. We used the 3DGeomodeller software developed by the French geological survey, BRGM (Lajaunie et al., 1997; Calcagno et al., 2002). The model is based on geological data and is further constrained by comparing the corresponding modeled gravity map to the measured

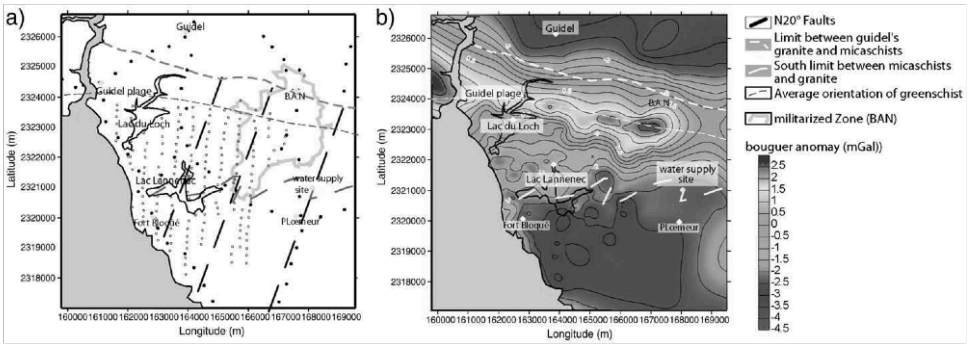

Fig. 3. a) Area covered by the field gravity survey. Grey points are locations where gravity was measured with a scintrex CG3M. Black dots are locations of gravity measurements from the French gravity database. b) Bouguer anomaly map.

gravity map. The modeled volume corresponds to a square of 10×10 km and of 2.5 km in thickness. These dimensions were defined to take into account only surface effects (above 2 km depth) on a larger area than the study area in order to avoid edge effects.

Then, we focused our attention on the granite–micaschist interface in the zone of interest to characterize more precisely its geometry. To do so, we used an inverse modeling based on the Oldenburg algorithm (Oldenburg, 1974; Nagendra et al., 1996; Martelet, 1999; Tiberi et al., 2001; Gomez Ortiz and Agarwal, 2005). Through an iterative process, the model is progressively deformed in order to fit the gravity data. The iterative process is based on Eq. (1):

$$TF[h_n(x,y))] = \underbrace{-\frac{TF[g_z(x,y)]e^{|\vec{k}|z_0}}{2\pi G\Delta\rho}}_{a} \underbrace{-\sum_{n=2}^{\infty}\frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!}TF[h_{n-1}^{n}(x,y)]}_{b}. \quad (1)$$

where $TF[g_z(x,y)]$ is the Fourier transform of the gravity anomaly g_z, G the gravitational constant, $\Delta\rho$ the density contrast across the interface, k the wave number, $h(x)$ the depth to the interface (positive downward) at the iteration n, and z_o refers to the mean depth of the horizontal interface, that is fixed during the inversion. The first term of Eq. (1) is computed by assigning $h_0(x)=0$, its Fourier Transform providing the first approximation of the topography interface $h_1(x)$. Then, the values $h_{n-1}(x)$ are used in Eq. (1) to evaluate a new estimate of $h(x)$ for $n\geq2$ (Gomez Ortiz and Agarwal, 2005). The solution converges generally after a few iterations (Martelet, 1999; Tiberi et al., 2001). The main assumptions of the model that need to be constrained somehow are the mean depth z_o of the interface and the density of rocks on both sides of the interface. The mean depth can be inferred from the 3D forward model, and rock density was measured from rock samples (Fig. 2).

4. Results

4.1. Gravity map

The gravity map presents three main anomalies (Fig. 3) The lowest values (<−2 mgal) correspond to the two granites of Ploemeur and Guidel. The values comprised between −2 mgal and 0.5 mgal correspond roughly to the area where the micaschists crop out. Values larger than 0.5 mgal aligned along N100° trend from South Guidel Plage to Base AeroNavale (BAN) may be attributed to greenschists that occur in the area (Fig. 1) and whose density is larger than that of the other rocks of the area. This interpretation is consistent with the occurrence of a magnetic anomaly in this zone (Fig. 4) revealed by a detailed magnetic airborne geophysical survey, performed in 1998 over the Armorican Massif (Truffert et al., 2001). The almost perfect correlation between the magnetic anomaly up to

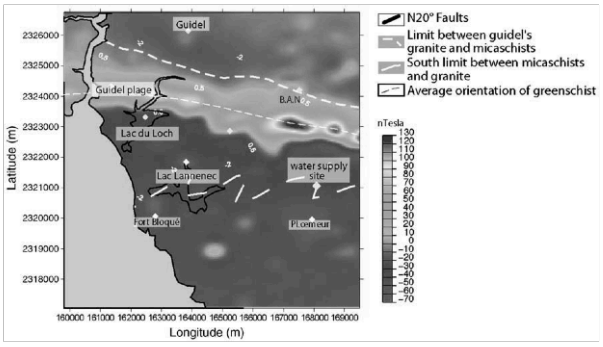

Fig. 4. Aeromagnetic anomaly map reduced to pole (modified after Truffert et al., 2001) Intensity upper 90 nT are correlated with greenschists.

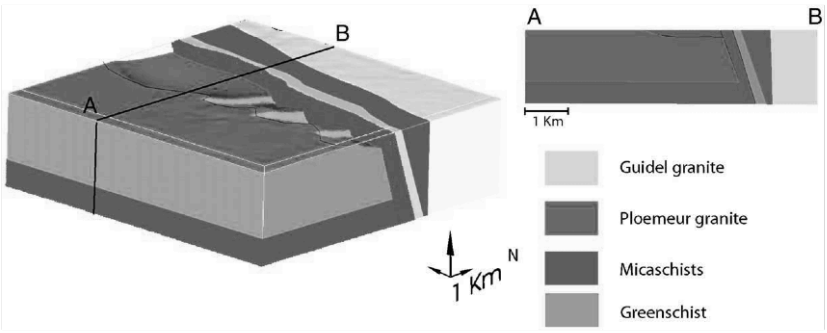

Fig. 7. 3D geological model resulting from the 3D forward gravity model. View is provided from south of the Ploemeur granite. Micaschist outcrops lying above the granite are not shown on the 3D diagram. No vertical exaggeration (see text for further details).

micaschists. Once calculated, this anomaly is removed from Fig. 3, and the resulting anomaly map can then be used to constrain the inverse model. In these settings we can show that the influence of the specific greenschists anomaly that causes a strong local gradient doesn't affect the regional pattern. Removing this anomaly doesn't change the lower frequency background dominated by the granite geometry.

This inversion was very useful for localizing more precisely the interface at latitudes ranging from 2,321,000 to 23,235,000 m (Lambert II wide) (Fig. 9). The interface is found to dip gently from 0 to 300 m below land surface in most parts of the considered domain (see Fig. 9, between 2,321,000 and 2,322,500 m). In the northern part of the domain, it reaches a depth of about 700 m below land surface. The intersection of the interface with topography fits relatively well with what was used in the forward gravity model (black dashed line). The largest differences are observed in the eastern part of the model where gravity modeling is much less constrained (Fig. 3). The inversion converges to the same result irrespective of the assumed initial mean depth of the interface provided initially as a parameter of Eq. (1). Thus, our results appear very well constrained by the gravity inversion. Fig. 9 shows that the interface is relatively close to the surface (see lac de Lannenec) in most parts of the modeled area. Note that results of the inverse model (Fig. 9) show that the interface seems locally shifted at locations where the N20° striking faults were assumed in the forward model. Nevertheless, the accuracy of the inverse model is not sufficient to locate precisely these faults.

5. Discussion and conclusions

Fractures are the primary source to store and allow water transfers in crystalline rock. Thus, imaging permeable pathways is crucial for water resources survey and management. In the present case, we show that an outstanding aquifer in Brittany is linked to a geological context associated with a low-angle interface. In the Ploemeur example, since the main permeable pathway appears located at the interface between a granite and micaschists of different densities, a high-resolution gravimetric survey appeared as an efficient method for large-scale non-invasive prospecting. Furthermore, the method is appropriate for imaging sub-horizontal geological interfaces.

Our methodology is based on two successive approaches. First, forward modeling provides a 3D geometrical model. Second, inverse modeling, allows us to analyze more accurately the granite–micaschists interface. The forward approach provides a first-order model of

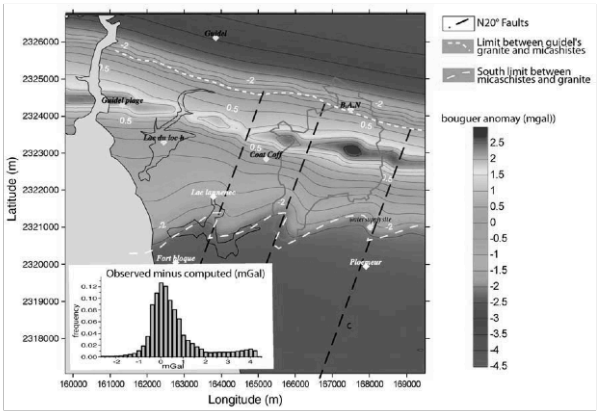

Fig. 8. Simulated Bouguer anomaly map using density and 3D geometry of Fig. 3 in the inset, the histogram of the difference between the observed data and the computed shows a good consistency between model gravity map and Bouguer anomaly of Fig. 3.

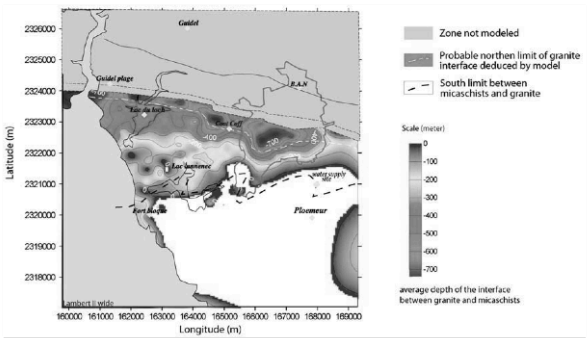

Fig. 9. Map of the depth of the interface between granite and micaschists. The isograde represents the depth between the topography and the interface. The dashed white line corresponds to the interpreted northern limit of the granite at depth. The dashed black line corresponds to the granite–micaschists interface at surface used in the forward gravity model (Fig. 5).

the geometry of the site and allowed us to remove the effect of local heavy anomalies (greenschists), a requirement for a better inversion. In particular, we define the basement depth of the Ploemeur granite at 1.6 km with a planar interface, a feature consistent with its laccolithic and shallowly rooted nature. Our results seem quite robust, as shown by the consistency of both models that predict an interface between the Ploemeur granite and the micaschists that dips moderately to the North. Our results suggest that the dip of the interface varies from 30° at land surface down to 0° at about 300 m deep.

Such geometry could have great implications for aquifer recharge. In particular, it implies a relatively shallow depth of the main permeable interface even at few kilometers of the pumping site. This permeable structure may drain at depth a greater watershed than what would be feasible with a vertical feature that would just drain a relatively small area surrounding the fault. Such a simple model for flow would imply the permeability of the highly deformed micaschists to be large enough to allow fluid transfer from surface to the deep aquifer. Note however, that this sub-horizontal contact zone may be also locally recharged by N20° vertical fractures in a way that recharge may be conceivable even if permeability of the micaschists is not so high. Furthermore, geometric evidence indicates that the granite–micaschist interface roots to the north within the South Armorican Shear Zone (Figs. 1 and 2), a major crustal-scale subvertical shear zone. This shear zone was active during the emplacement of the Ploemeur granite. It is characterized by a mylonitic and pervasively fractured zone of several km wide and is therefore a major pathway for downwards transfers of meteoric water at regional scale. This geometrical arrangement that combines vertical faults with a very permeable sub-horizontal interface may explain the exceptional water resources at the Ploemeur site. As a consequence, instead of looking for possible vertical structures like in classical hard-rock hydrogeology, it appears much more efficient to detect sub-horizontal permeable fractures and faults for providing consistent water resources. This may lead to significant improvements in water resources surveying in hard-rock aquifers, a main concern in many countries.

Acknowledgements

We acknowledge the Regional Council of Brittany that financially supports the salary of S. Ruelleu. The National Observatory for Research in Environment H+(SNO H +), also support the field data investigation. Some data were also funded thanks to financial support provided by the French National Research Agency ANR through the MOHINI project (ANR-07-VULN-008). We also wish to thank the INSU and Michel Diament who have provided a Scintrex CG3M for the gravity survey. Two anonymous reviewers are also kindly thanked for their constructive suggestions that significantly improved the manuscript.

References

Aquilina, L., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., Davy, P., 2004. Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forts geothermal site. Geochimica et Cosmochimica Acta 68 (11), 2405–2415 June 1.

Audren, C., Triboulet, C., Chauris, L., Lefort, J.-P., Vigneresse, J.L., Audrain, J., Thiéblemont, D., Goyallon, J., Jégouzo, P., Guennoc, P., Augris, C., Carn, A., 1993. Note explicative de la feuille Ile de Groix (Carte Géologique de la France 1:25,000). Éditions du B.R.G.M., 101pp., Orléans.

Bernard-Griffiths, Peucat, J.-J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. Petrogenesis of hercynian leuco granites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, ND, Pb and O) geochimical data to the study source rocks characteristics and ages. Earth and Planetary Science Letters 74, 235–250.

Boeckh, E., 1992. An exploration strategy for higher-yield boreholes in the West African crystalline basement. Special Publications, 66, no. 1. Geological Society, London.

Calcagno P., Martelet, G., Gumiaux C. 2002. Apport de la modélisation géométrique 3D à l'interprétation géologique du complexe de Champtoceaux (massif armoricain), 19ème RST, Nantes, p79.

Calcagno, P., Chiles, J.P., Courrioux, G., Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. Physics of the Earth and Planetary Interiors 171 (1–4), 147–157.

Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rock. Eos Transactions of the American Geophysical Union 73 (21), 237–238.

Ervin, C., 1977. Theory of the Bouguer anomaly. Geophysics 42, 1468.

Gomez Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., 2005. A matlab program to invert the gravity anomaly over a 3-D horizontal density interface by parker-Oldenburg's algorithm. Computeur and Geosciences 31, 513–520.

Grandjean, G., Ménechet, C., Debéglia, N., Bonijoly, D., 1998. Insuring the quality of gravity data. EOST Transactions-American Geophysical Union 79, 217–221.

Heiskanen, W.A., Moritz, H., 1967. Physical Geodesy. Freeman, San Francisco.

Horenberger, 1969. Carte géologique au 1/50 000e, feuille Lorient, éditions du BRGM.

Kiraly, L., 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger, A., Dubertret, L. (Eds.), Hydrogeology of karstic terrains. International association of hydrogeologists, Paris.

Lajaunie, C., Courioux, G., Manuel, L., 1997. Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. Mathematical Geology 29, 571–584.

Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzy, J.R., Davy, P., Touchard, F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: insights from a pumping tests scaling interpretation. Water Resources research 40 (3), W03512. doi:10.1029/2003WR002436.

Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F.L., Caudal, J.-P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. Journal of Hydrology 328 (1–2), 347–359 30 August 2006.

Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M.S., Gouze, P., Pezard, P.A., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, R.B., Ellis, P.A., Isakov, E., Last, B.J., 2007. Comparison of

alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers. Journal of Hydrology 345 (3–4), 134–148.
Martelet G., 1999. Modelisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mt Lozère, Cévennes. Ph.D. diss., IPGP.
Martelet, G., Debeglia, N., Truffert, C., 2002. Homogénéisation et validation des corrections de terrain gravimétriques jusqu'à la distance de 167 Km sur l'ensemble de la France. Comptes Rendus Geosciences 334, 449–454.
Meju, M.A., 2002. Geoelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges. Surveys in Geophysics 23 (2–3), 133–206.
Meju, M.A., Denton, P., Fenning, P., 2002. Surface NMR sounding and inversion to detect groundwater in key aquifers in England: comparisons with VES-TEM methods. Journal of Applied Geophysics 50 (1–2), 95–111.
Nagendra, R., Prasad, P.V.S., Bhimasankaram, V.L.S., 1996. Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker–Oldenburg method. Computers and Geosciences 22, 227–237.
Naudy, H., Neuman, R., 1964. Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. Geophysical Prospecting 13, 1–11.
Nowell, D.A.G., 1999. Gravity terrain correction an overwiew. Journal of applied Geophysics 42, 117–134.
Oldenburg, D., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. Geophys. 39, 526–536.
Sander, P., 2007. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. Hydrogeology Journal 15 (1), 71–74.
Seigel, H.O., Brcic, I., Mistry, P., 1995. A high precision, mGal resolution, land gravimeter with worldwide range. In: Seigel, H.O. (Ed.), A Guide to High Precision Land Gravimeter Surveys. Scintrex Ltd., Concorde, Ont, p. 120.
Sharma, S.P., Baranwal, V.C., 2005. Delineation of groundwater-bearing fracture zones in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. Journal of Applied Geophysics 57 (2), 155–166.
Stevens, K.M., Lodha, G.S., Holloway, A.L., Soonawala, N.M., 1995. The application of ground penetrating radar for mapping fractures in plutonic rocks within the Whiteshell Research Area, Pinawa, Manitoba, Canada. Journal of Applied Geophysics 33 (1–3), 125–141.
Subba, R., 2003. Groundwater prospecting and management in an agro-based rural environment of crystalline terrain of India. Environmental Geology 43 (4), 419–431.
Telford, P.W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics Cambridge University Press, 770p. doi:10.1016/0926-9851(93)90043-X.
Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the orinth Rift aera (Greece) from inversion of gravity data. Geophysical Journal International 145, 797–808.
Touchard, F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé — Site de Ploemeur (Morbihan). Mémoires Géosciences Rennes 87.
Travassos, J.D., Menezes, P.D.L., 2004. GPR exploration for groundwater in a crystalline rock terrain. Journal of Applied Geophysics 55 (3–4), 239–248.
Truffert, C., Gumiaux, C., Chantraine, J., Perrin, J., Galdeano, A., Gapais, D., Ballevre, M., Asfirane, F., Guennoc, P., Brun, J.P., 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance 3D Armor 2). Magnétisme et radiométrie spectrale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 333, 263–270.
Vigneresse, J.L., 1983. Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie. Bulletin de la Societé Géologique et Minéralogique de Bretagne 15, 1–15.
Wright, E.P., Rose, E.P.F., Perez, M., 1994. Hydrogeological studies on the rock of Gibraltar. Quarterly Journal of Engineering Geology 27, S15–S29.
Xiong, Gotze, Hans-Jurgen, 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. Geophysics 66 (6), 1660–1668.

Version numérique et couleur disponible sur le site Science Direct : http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VFC-4Y1NV30-3/2/8c5558694912d874682d6de2d2b05e82

Liste des figures/tableaux

Liste des Figures

Figure 1.1 : Evolution de la perméabilité en fonction de l'échelle d'investigation, site de Mirror Lake (Hsieh, 1998). 17

Figure 1.2 : a) Illustration d'un champ de transmissivité d'un milieu hétérogène synthétique, b) distribution de la charge au sein d'un milieu hétérogène et milieu homogène équivalent après un pompage de 24 heures (Wu et al, 2005) 18

Figure 1.3 : Répartition des conductivités hydrauliques pour le site de FEBEX (Suisse) obtenue par différents tests d'interprétation hydraulique en fonction de l'échelle d'investigation. Sont représentées les différentes perméabilités, la moyen géométrique K_g, la moyenne effective 3D K_{eff3D} (Gutjhar et al 1978) et la valeur médianne K_m, d'après Martinez-Landa et Carrera (2006). 19

Figure 1.4 : Dimensions d'écoulement dans des milieux continus et fracturés d'après Black (1994) (modifié par Audouin 2007). Dans le diagramme, A représente la surface traversée par l'écoulement à une distance r du puits de pompage. 21

Figure 1.5 : a) Variations du rabattement adimensionné en fonction du logarithme du temps adimensionné pour différentes valeurs du coefficient n. b) Dérivée du rabattement ds/d(log(t)) (Le Borgne et al, 2004). 22

Figure 1.6 : a) Exemple d'appareillage avec obturateur pour la tomographie hydraulique. b) Exemple numérique d'inversion de champ de perméabilité (d'après Zhu et Yeh, 2005). 23

Figure 1.7 : Schéma de connexion à l'échelle du puits et entre forages (Le Borgne et al. 2006b). 26

Figure 1.8 : Schéma d'un puits d'observation (Papadopulos et Cooper, 1967) 28

Figure 1.9 : Courbe type de variation de charge $F(u_w,\alpha)$ en fonction de $1/u_w$ avec $r/r_w=20$, pour différentes valeurs de α (Walton, 2006). 29

Figure 1.10 : Différents rabattements suivant les différents effets liés à la présence du forage (effet d'emmagasinement de puits seul, et combinaison emmagasinement et effet de peau positif) (Walton, 2006 p80). 31

Figure 1.11 a) Description du paramètre α en fonction de la profondeur normée du forage. b) Variation de charge calculée en écoulement stationnaire en fonction de la profondeur pour différentes valeurs de ß (Chen, and Chang, 2006) 32

Figure 1.12 : Perturbation des lignes de flux liée au contraste de perméabilité engendré par la présence du puits d'observation (d'après Brouyère 2001). 33

Figure 1.13 : Interprétation de l'effet de l'emmagasinement pour un milieu constitué d'une fracture. Modèle conceptuel, et données de débitmètrie en fonction du logarithme du temps (Modifiée d'après Lapcevic, 1993). 35

Figure 1.14 : Lignes de charge et de flux autour du puits de pompage (tirets) liées a la présence d'un outil de mesure (carré noir) dans le forage (modèle axisymétrique d'après Ruud et al., 1999). 36

Figure 1.15 : Schéma du dispositif expérimental employé par Brouyère et al (2008). 38

Figure 1.16 : Principe du dispositif et variation de conductivité attendue (Tsang and Doughty 2003). 39

Figure 1.17 : Exemple de profil de conductivité électrique de l'eau suite à un pompage. Un profil est enregistré toutes les heures (Doughty et al 2000). . 40

Figure 1.18 : Image et schéma dans un forage du heat pulse flowmeter (mesure de vitesse verticale ascendants et descendants). 42

Figure 1.19 : a) ISFPS, principe d'évolution de la température autour du tube chauffant contraint par un flux ambiant b) profil de température en fonction de l'intensité des flux purement horizontaux, c) profil de température suivant des vitesses purement verticales. (d'après Ballard et al., 1996). 44

Figure 1.20 : a) Principe du Colloïdal borescope et caractéristiques du matériel, b) sonde avec câble d'alimentation, c) zoom sur la zone de mesure du dispositif le plan focal se trouve au milieu de cette zone (d'après Kearl, 1998). 46

Figure 1.21 : Apport des informations à priori sur la justesse de la prédiction des modèles de transport. 49

Figure 2.1 : a) Localisation des forages sur le site de pompage principal de Kermadoye. 56

Figure 2.2 : Domaines métamorphiques majeurs du massif armoricain, issus des étapes successives de la collision Hercynienne. SASZ et NASZ sont respectivement les branches Sud et Nord du cisaillement armoricain (Gumiaux, 2004). 58

Figure 2.3 : a) Localisation et contexte géologique du site de Ploemeur. b) Carte synthétique de la zone de contact (d'après Horrenberger, 1969, Audren, 1993, Touchard, 1999 modifiés). c) Schéma du contact local à pendage Nord recoupé par des fractures subverticales décrochantes de direction Nord 20 (Le Borgne, 2004, modifié) 62

Figure 2.4 : Carte piézométrique du 30/11/2006 sur le site de Kermadoye. Carte interpolée à partir des données piézométrique hauteur N.G.F. 65

Figure 2.5 : Estimation des propriétés hydrogéologique sur le site de Plœmeur en fonction de l'échelle d'investigation (Le Borgne et al., 2006b) 66

Figure 2.6 : Log géologique synthétique du forage SC39 avec imagerie de paroi. Des exemples de carottes sont également représentés à différentes profondeurs pour illustrer les lithologies et fracturations caractéristiques rencontrées. 69

Figure 2.7 : Représentation de Schmidt (hémisphère supérieur) et distribution des fractures intersectant le forage SC39. Les ronds pleins noirs correspondent à la schistosité, ou à des contacts lithologiques, les rouges aux filons et aux veines, les verts aux fractures colmatées, les bleus aux fractures ouvertes, et les violets aux zones broyées. 72

Figure 2.8 : Distribution polaire (représentation de Schmidt hémisphère supérieur) des réseaux de fractures observées le long du forage SC39 : trois familles de plans sont observées : N313 pendage 38 N (F_1) ; N100 pendage 60E (F_2), N200 pendage 76S (F_3) 72

Figure 2.9 : Lame mince de leuco granite (lame n°1, 16,2 m) bande de cisaillement, b) muscovite primaire et bande de cisaillement avec réduction de la taille des grains, c) filon de biotite avec bande de bande de cisaillement entre 2 feldspath. d) et d') observations d'une même lame mince en lumière polarisée non analysée et lumière polarisée et analysée, présence de biotites plus ou moins chloritisée avec bandes de cisaillement. 76

Figure 2.10 : Photographie macroscopique et lame de micaschiste (lame 5, 61,56 m) : a) photographie d'une carotte de micaschistes marquée par des plis et une alternance de lit quartzeux et de lits de micas, b) Lames minces micaschiste avec minéraux de taille millimétrique accompagnée de quartz. 76

Figure 2.11 : Brèche de faille (80 m) : a) carotte macroscopique d'où est extraite la lame mince on observe un assemblage anguleux contenue dans une matrice fine. a') Lame mince n°9 extrait 1, 2 3 correspondent aux images de la Figure 2.12. 77

Figure 2.12 : a) Déformation bas grade avec gros grain et quartz anguleux. b) bande de cisaillements juxtaposition de mica avec orientation différente avec bord anguleux c) muscovite chloritisée. 77

Figure 2.13 : Evolution des propriétés physiques des roches intersectées par le forage SC39; GM : gamma ray; OPTV : optical téléviewer ; BHTV : imagerie de paroi ultrasonique ; susceptibilité magnétique ; conductivité électrique par induction ; résistivité électrique brute : SS (short système LS long système) ; résistivité électrique filtrée ; vitesses ondes P et S, ondes de Stoneley. 79

Figure 2.14 : SC39 : corrélation entre lithologie et géophysique ; résistivité électrique LLD (Longue base) et LLS (short base) corrigée de l'effet du tubage ; Gamma ray naturel (coup par seconde), la partie surlignée en noir marquant potentiellement le granite et les pegmatites ; susceptibilité magnétique (ppm). 81

Figure 2.15 : Forage F32 : Diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings 87

Figure 2.16 : Forage F19 : diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings..... 87

Figure 2.17 : Forage F28 : Diagraphie gamma ray naturel (cps) et de résistivité électrique (ohm.m), avec coupe lithologique interprétée à partir des cuttings..... 87

Figure 2.18 : Données gravimétriques acquissent sur le site de Ploemeur. Sur la carte de gauche sont reportés les points de mesure effectués, et sur la carte de droite la carte d'anomalie de Bouguer (Ruelleu et al., 2010)..... 90

Figure 2.19 : Carte de la profondeur de l'interface entre le granite et le micaschistes, la profondeur indiquée est celle entre la topographie et l'interface. La courbe en tireté noir représente la limite cartographique du contact granite-micaschiste. 90

Figure 2.20 : Variation du débit avec la profondeur sur le forage SC39 selon différentes configurations de pompage : en conditions ambiantes (cercles rouges), et avec un pompage au puits de 17,45 lpm (carrés noirs) ou de 34,3 lpm (triangles noirs). Pour illustrer la nature des principales zones perméables, des photos de carottes ont été insérées sur la gauche de la figure. 93

Figure 2.21 : Valeurs de charge et de transmissivité obtenues par le modèle d'inversion de Paillet (1998) pour chaque zone perméable. 95

Figure 2.22 : a) Représentation schématique de la position relative des puits pompés par rapport au puits d'observation. b) Débit observé dans le forage SC39 suivant différentes combinaisons de pompage des forages F29 et F31 en régime stationnaire. c) tests de débitmétrie déporté en transitoire avec le puits de pompage F31 à deux profondeurs différentes (61 mètres et 77 mètres). 96

Figure 3.1 : Condition de flux et de répartition des charges autour d'un forage intersectant un aquifère stratifié (d'après Gordon et al., 1982 modifié). ... 108

Figure 3.2 : Illustration des flux et de la charge à un instant t, sous condition de pompage. b) modélisation de l'évolution de la charge et des flux en fonction du temps. La charge dans le forage est simulée par une somme successive de chocs hydrauliques. Le flux est calculé à partir des conditions de charge établie (D'après Paillet, 1998 ; William et Paillet, 2002, et Le Borgne et al. 2006a). 112

Figure 3.3 : Courbe type de débitmétrie en forage simple suivant différentes configurations, a) condition ambiante, b) sous pompage (essais 1), c) sous un pompage plus important (essais 2) (d'après Le Borgne 2005). 115

Figure 3.4 : Exemple de modification des flux verticaux suite à la mise en route d'un pompage sur un puits adjacent (Paillet, 1998). 120

Figure 3.5 : Courbes types de flux pour différente situation de connexion : (A) une fracture connectée au puits de pompage et au puits d'observation, avec une fracture en plus connectant le puits d'observation. (B) courbe type variant en direction et en intensité en fonction de la transmissivité de la troisième fracture présent dans le milieu (Paillet, 1998)..... 121

Figure 3.6 : Illustration de cas élémentaires observables dans le cadre d'essais d'interférence de puits. 122

Figure 3.7 : Géométrie simple du modèle avec variation des paramètres hydrogéologiques au sein de la fracture. 127

Figure 3.8 : Variation de la charge au cours du temps au puits d'observation, selon le modèle de Theis (1935) (trait plein), selon le modèle FemFrac (pointillés) et selon le modèle de Paillet (symbole carré). L'emmagasinement varie de 5.10^{-7} à 5.10^{-4} pour un pompage de $8m^3/h$ avec puits d'observation à 22,5 m. Ces conditions sont similaires à l'exemple de Lapcevic (1993). 129

Figure 3.9 : Variation des débits dans le puits d'observation calculés à partir du modèle de Paillet et du modèle FemFrac et comparés à la dérivée de la solution de Theis. La transmissivité de la fracture est fixée à 1.10^{-3} m^2/s. 132

Figure 3.10 : Variation des flux adimensionnés dans le puits d'observation comparés aux courbes types de Lapcévic et al (1993)..... 132

Figure 3.11 : Variation des flux calculés dans le puits d'observation suite à un pompage de 5.10^{-3} m^3/s. La transmissivité de la fracture varie entre 5.10^{-3} et 1.10^{-6} m^2/s, son emmagasinement est constant égal à 1.10^{-5}. 134

Figure 3.12 : Variation des flux calculés dans le puits d'observation suite à un pompage de 5.10^{-3} m^3/s. L'emmagasinement de la fracture varie entre 5.10^{-7} et 1.10^{-3} m^2/s, sa transmissivité est constante à 1.10^{-3} m^2/s. 135

Figure 3.13 : a) Position des forages sur le site de Stang er Brunn (coordonnées Lambert II Wide). b) Variations de la charge et du débit dans les puits d'observation suite à la mise en route du pompage dans le forage B3 (Q = 2,4.10-3 m3/s). 136

Figure 3.14 : Ajustement des données de charge et de flux suivant la solution de Theis et le modèle Femfrac pour le forage F22 (a) ; et pour les forage B2 et B3 (b). 138

Figure 3.15 : Dispositif géométrique simple pour deux fractures connectant le puits d'observation au puits de pompage. 140

Figure 3.16 : Evolution des débits dans le puits de pompage entre les deux fractures pour différentes valeurs d'emmagasinement dans la fracture 2 (haut) et un emmagasinement constant dans la fracture 1 (bas). Les transmissivités des deux fractures sont les mêmes et sont égales à 10^{-3} m^2/s. 141

Figure 3.17 : Evolution des débits calculés dans le puits d'observation au dessus des fractures pour différentes valeurs d'emmagasinement dans la fracture 1 et un emmagasinement constant dans la fracture 2. Les transmissivités des deux fractures sont les mêmes et sont égales à 10^{-3} m^2/s. 142

Figure 3.18 : Variation de flux entre les fractures pour une variation d'emmagasinement dans la fracture 2 dans une gamme allant de 5.10^{-7} à 1.10^{-3}. Les transmissivités des deux fractures sont équivalentes et égales à 10^{-3} m^2/s. 143

Figure 3.19 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées pour une variation d'emmagasinement dans la fracture du haut. 144

Figure 3.20 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées pour une variation de transmissivité dans la fracture du haut. 145

Figure 3.21 : Evolution au cours du temps du rabattement normalisé dans le puits d'observation (traits pleins) pour une diffusivité constante dans les deux fractures. Les courbes en pointillés représentent la variation de débit calculée au-dessus des deux fractures. Les courbes en tireté gras représentent le débit calculé entre les fractures. 147

Figure 3.22 : Schéma simplifié de connection indirecte entre puits de pompage et puits d'observation. 148

Figure 3.23 : Evolution au cours du temps du rabattement spécifique (traits pleins) et du débit au-dessus (pointillés) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les courbes sont calculées dans le puits d'observation pour une variation de pendage de la fracture 1. Les paramètres hydrogéologiques sont constants $T_1=T_2=1.10^{-3}$ m^2/s, $S_1=S_2=1.10^{-5}$. 150

Figure 3.24 : Schéma simplifié de fractures connecté et déconnecté au puits de pompage. 151

Figure 3.25 : Evolution au cours du temps du rabattement spécifique dans le puits d'observation (courbes traits pleins) et du débit au-dessus (courbe pointillées) ou entre (courbes tiretées) les deux fractures. Les différentes configurations de paramètres hydrogéologiques sont les suivantes : Les figures (a), et (b) représentent respectivement les réponses types pour la variation de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement dans la fracture déconnectée (inférieure). Les figures (c), et (d) représentent respectivement les réponses types pour la variation de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement dans la fracture connectée (fracture supérieure). 152

Figure 3.26 : Débitmétrie en forage seul, dans le puits F29 avec interprétation (en conditions ambiantes et sous un pompage de 35 lpm) 155

Figure 3.27 : Evolution des débits mesurés à différente profondeurs dans le forage F29 lors des tests d'interférences avec mise en route du pompage dans le puits F28. Sur la droite de la figure, l'évolution des débits normalisés est représentée en fonction du logarithme du temps. 156

Figure 3.28 : (a) Représentation schématique des connexions entre le puits F29 et F28. (b) Evolution des débits mesurés entre les fractures, ainsi que les flux modélisés à partir du modèle FemFrac. 157

Figure 4.1 : Plan technique de la sonde PIVEF 168

Figure 4.2 : Assemblage complet de la sonde. Partie basse avec capteur de pression, de température et de conductivité, zone de mesure avec éclairage

par LED, partie supérieure avec guide de la camera et contrôle de la sonde. 168

Figure 4.3 : Dispositif de mise en place de la sonde et mesure au sein des forages expérimentaux de Beaulieu (Université Rennes 1). 169

Figure 4.4 : Interface de contrôle de la sonde PIVEF et de ces différents composants : capteurs de pression, température, conductivité, diode électroluminescente (LED), et position de la caméra. 170

Figure 4.5 : Interface de contrôle et d'acquisition de la caméra : gain, fréquence d'acquisition, taille de l'image, type de sortie. 171

Figure 4.6 : Principe de diffusion de la lumière en fonction de l'angle d'incidence de la lumière sur une particule (Bedidi, 1993)..... 173

Figure 4.7 : Illustration du principe de mesure du champ de vitesses par imagerie des particules selon 4 étapes : (a) acquisition des images, (b) discrétisation en sous domaine, (c) intercorrélation des images par sous domaine, et (d) affichage des directions et intensités des vitesses par sous domaine. 176

Figure 4.8 : Post-traitement du champ de vitesse obtenu par suivi de particules, milieu homogène avec une différence de charge de 14 cm et une fréquence d'acquisition 1,875 images par seconde..... 179

Figure 4.9 : Banc expérimental dimensionné selon la taille du dispositif. Milieu poreux d'une perméabilité de $2{,}9.10^{-4}$ m/s, hauteur de la fenêtre de 1 mètre. Charge imposée de part et d'autre du dispositif. 182

Figure 4.10 : Implémentation des différentes conditions limites en fonction des différents domaines mis en relation dans le banc expérimental. 186

Figure 4.11 : Simulation numérique des écoulements observés sur le banc expérimental dans le cas d'une fracture inclinée aux parois du compartiment central. a) Champ de vitesse dans le milieu, b) Répartition de la charge et des lignes d'écoulement dans le dispositif. Pour rappel, le banc est constitué de deux compartiments libres aux extrémités, de deux compartiments poreux ayant une perméabilité $K=1.10^{-3}$ m/s, et d'un compartiment central, le puits, qui correspond à un milieu libre. Pour localiser les flux au niveau du puits d'observation les parois des fractures (d) sont étanches à l'exception de l'ouverture centrale. 188

Figure 4.12 : Variation de la composante horizontale du flux, Vx, pour différentes valeurs de pendage de la fracture. Vx est calculée en fonction de la profondeur au centre du forage (x=0 Figure 4.11). Les vitesses sont calculées pour une différence de charge de 2 cm et une ouverture de fracture de 4mm..... 189

Figure 4.13 : Variation du flux en fonction de l'épaisseur pour des différences de charge de 2cm. La vitesse mesurée correspond au pic d'intensité pour une fracture de pendage 0°. 191

Figure 4.14 : Exemple de vitesse obtenue pendant une période de 20 secondes pour une différence de charge de 15 cm et une direction d'écoulement Nord 30°. 193

Figure 4.15 : Mesure de vitesse et de débit en fonction de la différence de charge imposée au sein du banc expérimental. 194

Figure 4.16 : Mesure des vitesses d'écoulement en fonction de la profondeur pour différents gradients de charge. Pour chaque Led, et pour chaque gradient de charge, on reporte la vitesse mesurée et son incertitude. Les vitesses théoriques sont également reportées par les droites horizontales. La sonde est orientée de telle sorte qu'il n'y ait pas de train de tige face à l'écoulement. 195

Figure 4.17 : Mesure de vitesses en fonction de l'orientation de la sonde par rapport à l'écoulement. a) vitesses mesurées selon différents gradients de charge, b) position des trains de tiges. 196

Figure 4.18 : Exemple de champs de vitesse observé sans écoulement. a) totalité de l'image (5x3,8 cm^2), b) image réduite (2,5x1,9 cm^2). Eclairage constant à la hauteur de la LED 20. Les trajectoires et les vitesses de particules sont représentées pour quelques exemples. 197

Figure 4.19 : Exemples d'images prises à des temps différents et à des profondeurs différentes. Les images représentent la position des particules à deux instants séparés de 0,5 secondes. 199

Figure 4.20 : Vitesse instantanée et direction instantanée mesurées pour une fracture d'ouverture de 2mm et pour une différence de charge respective de 2,7 cm. La vitesse de descente de la caméra est de 0,5 mm/s. 200

Figure 4.21 : a) Schéma du banc expérimental dans le cas d'une localisation des flux. La sonde est placée au centre du forage, la fenêtre d'observation se fait sur une profondeur de 50 cm. b) Intensité et direction des flux en fonction de la profondeur. La différence de charge est de 2,7 cm pour une ouverture de fracture de 5 mm. 202

Figure 4.22 : Profil de vitesse et de direction instantanée pour une différence de charge de 6,1 cm et un pendage de 45°, les ouvertures se trouvant à 0,06 et 0,26 mètres. 204

Figure 4.23 : Profil de vitesse et de direction pour une fracture de 30° en fonction de la différence de charge. Les ouvertures se trouvent à 0,16 et 0,24 mètres. 205

Figure 4.24 : Site de test de la sonde et schéma de la zone d'arrivée entre 25 et 30 mètres de profondeur. b) schéma simplifié de la sonde PIVEF. 207

Figure 4.25 : Mesure de vitesse des flux verticaux (m/s) sous pompage (133,3 lpm) dans le forage *F2*. Localisation d'une zone perméable entre 25 et 30 m de profondeur. La diminution de la vitesse à 20 mètres de profondeur correspond à une augmentation du diamètre du forage. A partir de 19,5 mètres nous nous trouvons dans le tubage plein. 208

Figure 4.26 : Mesure de vitesse en fonction de la profondeur. a) vitesse et direction instantanées, b) vitesse et direction moyennées sur 10 à 20 minutes par point de mesure. 209

Figure 4.27 : Chronique de vitesse et direction de particules pour deux débits de pompage sur le forage adjacent : en ambiant et à 30,18 lpm à la profondeur de 27,50 m (position LED 35) dans le forage F2. 210

Figure 4.28 : variation de vitesses et de directions mesurées dans le forage F2 en fonction du débit pompé dans le forage F1. 211

Figure 4.29 : Champs de vitesse et direction mesurés en fonction du temps au sein de l'ilot I à une profondeur de 9,75 mètres. 215

Figure 4.30 : Représentation en carte des directions et des vitesses des flux mesurés dans les différents forages au sein du bassin versant de Kerrien. 216

Figure 4.31 : Exemple de données acquises dans le forage F19 à 72 mètres de profondeur (tête de puits). Rond : vitesse horizontale ; carré : direction. . 217

Figure 4.32 : Vitesses et orientations mesurées à différentes profondeurs dans le forage F19. Les ronds pleins correspondent aux mesures de direction, 0° & 360° = direction Nord. 217

Figure 4.33 : Vitesses et orientations mesurées à différentes profondeurs s dans le forage F32. Les ronds pleins correspondent aux mesures de direction, 0° & 360° = direction Nord. 218

Figure 6.1 : exemple de gamme de résistivité et de conductivité de différente roche et différent type d'eau (Chapellier,1987). 243

Liste des Tableaux :

Tableau 2-1 : Tableau récapitulatif des lames minces effectuées sur les carottes du forage SC39. 74

Tableau 2-2 : Synthèse des informations géophysiques en fonction des différentes lithologies intersectées. 83

Tableau 2-3 : Résultats des concordances suivant les différentes méthodes en fonction des différentes lithologies (Lth) étudiées : Gt : granite ; Pg : pegmatite ; Mc : micaschistes. 84

Tableau 2-4 : Tableau récapitulatif des arrivées d'eau et des types de fracturation associés pour le forage SC39. 92

Tableau 2-5 : Valeurs d'emmagasinement et de transmissivité obtenues en utilisant les données de rabattement observées en SC39 suite à un pompage en F31 ou F29. 97

Tableau 3-1 : Valeurs des paramètres hydrogéologiques et de charge par inversion des flux avec le modèle FemFrac. 158

Résumé/Asbtract

Résumé :

Les milieux fracturés se caractérisent par une forte hétérogénéité du champ de vitesse liée à la localisation des flux dans les zones les plus perméables du réseau de fractures. Dans un tel contexte, prédire les écoulements ou test le transport nécessite d'apporter des contraintes assez fines sur le milieu et sur les flux. Nous avons abordé cette question à travers trois approches complémentaires : (i) une étude des liens entre fracturation, zones de déformation, et écoulements observés sur le site expérimental de Ploemeur ; (ii) la réalisation d'un modèle numérique de débitmétrie destiné à imager les propriétés hydrauliques entre forages ; et (iii) le développement d'une nouvelle sonde permettant la mesure des vitesses d'écoulement horizontales en partenariat avec la division technique de l'INSU (Brest).

L'analyse des diagraphies et des carottes de forage du site de Ploemeur a clairement mis en évidence que les principales zones de déformation se caractérisaient par une déformation intense, par des brèches de faille ou bien par des zones broyées, associées ou non à des pegmatites très fracturées. À l'échelle locale, la corrélation entre zones de déformation ou de fracturation et zones d'écoulements fut difficile à faire tant la variabilité locale des propriétés était importante. Cependant, à l'échelle du site, les zones broyées profondes sous les pegmatites fracturées semblaient très transmissives. A l'échelle régionale, les fracturations subverticales N110° et N20° couplées à la zone de déformation intense que constitue le contact entre les micaschistes du Pouldu et le granite de Ploemeur, contrôlaient une partie des écoulements.

Le modèle numérique nous a permis de reproduire les expériences de tests d'interférences de débitmétrie pour établir les réponses types que l'on doit observer en fonction de l'emmagasinement du forage et des propriétés hydrauliques des fractures. La caractérisation de la connectivité des différentes structures connectées aux puits est facilement identifiable à travers l'analyse des flux transitoires. Une des difficultés liées à l'inversion provient de la présence de cheminements indirects et de la méconnaissance du débit effectif pompé dans les structures connectées. Nous avons aussi montré que le coefficient d'emmagasinement des fractures contrôlait significativement la réponse des flux verticaux. Enfin, nous avons mis en évidence la façon dont les structures déconnectées du puits de

pompage pouvaient influencer la réponse hydrologique. Ces travaux ont été illustrés par une application de terrain.

Dans le cadre de la caractérisation des vitesses *in situ* en milieu fracturé, nous avons participé au développement d'une nouvelle sonde (PIVEF) permettant la mesure de vitesse par suivi de particules. Cette sonde a été calibrée et validée au sein du laboratoire. Grâce à sa large fenêtre d'observation, nous pouvons caractériser de façon pertinente les vitesses d'écoulement du fluide. Nous pouvons observer des vitesses *in situ* sur une gamme large (1.10^{-5} à 1.10^{-2} m/s) aussi bien en milieu homogène que dans des milieux fracturés, à condition que les pendages ne soient pas trop importants. La mesure de vitesse peut se faire de manière continue sur toute la hauteur de la zone de mesure. Nous avons observé dans les milieux hétérogènes la présence de boucles de recirculation créant des perturbations dans la colonne d'eau. Malgré les difficultés inhérentes à ce genre de mesure, une application sur le terrain a permis de montrer toutes les potentialités de l'outil.

for the english abstract version inside the manuscrit.

***Mots-Clés** : Hydrogéologie, géophysique, milieu fracturé, mesure de vitesse en forage, modélisation, débimétrie.*

Abstract :

The fractured media are characterized by a strong heterogeneity of the velocity field related to the localization of flow in the local permeable zones of the fracture network. In this context, predicting the flow or transport needs to provide enough constraints on the lithology and the flow velocity. We bring some information for this question through three complementary approaches: (i) a study of the relationship between fracturing and deformation zones and flow observed in the Ploemeur's experimental site, (ii) implementation of a numerical flowmetry model for imaging hydraugeologic properties between boreholes, and (iii) the development of a new borehole tool for horizontal velocities measurement, in partnership with the Technical Division of INSU (Brest). A recurring issue raised in this manuscript is in what extent the data at the local scale can provide sufficient information on the overall behavior.

The log analysis and core drilling Ploemeur's site clearly shows that the main deformation zones are characterized by intense deformation and by fault breccia or gouge zones associated or not associated with very fractured pegmatites. Locally, the link between deformation zones or fracturing and flow is difficult to corelate because of the important

variability of local properties. At the site scale, the intense fractured zone with fractured pegmatite is corelated to important connected zone. At the regional scale, it appears that the subvertical fracturing N110 ° and N20 ° associated with high strain zone, forms the contact between the Pouldu mica and Ploemeur granite, controls part of the flows.

The numerical model allowed us to replicate these experiments of flowmetry interference tests to establish the standard answers that must be observed according to the wellbore storage and hydraulic properties of fractures. The characterization of the connectivity of the different structures connected to the wells is easily identified through the analysis of transient flows. The main difficultie related to the inversion is due to the presence of indirect pathsway, and deficiency of real pumping rate in each connected structures. We also showed that the fractures storage coefficient significantly controlled the response of vertical flow. Finally, we show how disconnected structures from the pumping well can influence the hydrogeological response. This work is illustrated by an field application.

For the characterization of *in situ* velocities in fractured media, we have participated in the development of a new sensor (PIVEF) able to measure the velocity by particle tracking. This probe was calibrated and validated in the laboratory. With its large viewing window, we can characterize the velocity accurately. We can observe the velocity field *in situ* on a wide range (1.10^{-5} to 1.10^{-2} m/s). This velocity accuraty is allowed for both homogeneous and in fractured media, provided that the fracture dips is not too important. The velocity measurement can be done constinuously over the entire height of the measurement area. We observed in fractured media the precense of recirculation loops. This recirculation loops creating disturbances in the water column. Despite these inherent difficulties in this kind of measurement, a field application showed the full potential of the tool.

Key-words : Hydrogeology, Geophysics, fractured media, velocity feeld in borehole, modeling, flowmetry